



**Les glissements de terrain dans le bassin tertiaire
volcanisé du Puy-en-Velay (Massif central, France) :
caractérisation, facteurs de contrôle et cartographie de
l'aléa**

Alexandre Poiraud

► **To cite this version:**

Alexandre Poiraud. Les glissements de terrain dans le bassin tertiaire volcanisé du Puy-en-Velay (Massif central, France) : caractérisation, facteurs de contrôle et cartographie de l'aléa. Géographie. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2012. Français. NNT : 2012CLF20014 . tel-00869937

HAL Id: tel-00869937

<https://theses.hal.science/tel-00869937>

Submitted on 4 Oct 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Thèse

présentée en vue de l'obtention du

DOCTORAT de l'UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL de CLERMONT-FERRAND
Spécialité Géographie physique, Géomorphologie

par

Alexandre POIRAUD

**Les glissements de terrain dans le bassin
tertiaire volcanisé du Puy-en-Velay
(Massif central, France)**

**caractérisation, facteurs de contrôle
et cartographie de l'aléa**

Soutenance publique
le 28 septembre 2012

Membres du Jury :

Olivier MAQUAIRE
Monique FORT
Jean-Philippe MALET
Dominique SELLIER
Charles Le Coeur
Jean-Luc PEIRY
Emmanuelle DEFIVE

Professeur, Université de Caen (rapporteur)
Professeur, Université Paris-Diderot (rapporteur)
CR1, IPG Strasbourg (examineur)
Professeur, Université de Nantes (examineur)
Professeur, Université Paris 1, Panthéon-Sorbonne (examineur)
Professeur, Université Clermont-Ferrand II (directeur)
Maître de Conférence, Université Clermont-Ferrand II (co-directrice)

AVANT-PROPOS & REMERCIEMENTS

Ce travail de thèse n'est pas l'aboutissement d'un parcours universitaire tracé. Ce n'est d'ailleurs pas un aboutissement tout court ! Nous le considérons plutôt comme une expérience de vie qui nous a conduit à connaître une discipline autre, à fréquenter des milieux sociaux différents et qui a contribué à notre enrichissement et à la connaissance de nous-même. Notre formation forestière initiale cachait une volonté sous-jacente, à peine perçue à l'époque, de participer à l'œuvre colossale de protection des terrains de montagne initiée à l'automne du 19ème siècle...et c'est tout naturellement, après un parcours fait de détours parfois labyrinthiques, que nous en sommes arrivé à entamer cette thèse sur les glissements de terrain, il y a 5 ans maintenant.

Certes, le Massif central n'est pas les Alpes ou l'Himalaya et les mouvements gravitaires y sont modestes comparés aux puissantes masses en mouvement qui marquent les versants de ces orogènes. Pourtant, à notre sens, ce vieux massif offre un terrain d'apprentissage et de la pratique de la géomorphologie d'une grande qualité. La complexité subtile, cachée derrière la fausse simplicité de ces vastes horizons à peine ondulés, force le « lecteur de paysage » à s'arrêter et prendre le temps d'ouvrir une à une les pages de ce grand livre. Mais, qu'on ne s'y trompe pas, le livre n'est pas toujours aisé à parcourir. Les formes y sont ténues, les formations parfois difficiles à décrypter et le poids du temps long toujours présent. Bien qu'aujourd'hui assisté d'informations numériques facilitant son déchiffrement, il n'en demeure pas moins que ce livre se lit « les pieds dans les bottes », sur le terrain, et impose de repasser plusieurs fois aux mêmes endroits avant d'entrevoir le bout du chemin. Nous n'avons aucune idée d'où nous mènera ce travail réalisé et si un jour nous recroiserons le fer avec les granites ou les basaltes « centraliens ». Quoi qu'il en soit, et malgré les difficultés inhérentes à toute thèse, nous garderons avec plaisir en mémoire ces paysages d'Auvergne, *Vieille Dame* à peine rajeunie dont les vicissitudes de l'existence ont creusé les profondes rides qui marquent son visage...

Je tiens ici à remercier mes directeurs de thèse, **Jean-Luc PEIRY** et **Emmanuelle DEFIVE**, pour leur soutien propre. Chacun, à sa manière et dans des styles très différents, m'ont accompagné ces 5 années durant, servant parfois d'amarre, parfois de bouée, parfois de phare ou encore de béquiller. Les conseils avisés de l'un lors de la phase rédactionnelle sont venus compléter les enseignements expérimentés de l'autre distillés lors de la phase de terrain. Le contact aisé avec chacun d'eux a largement facilité le travail de thèse et nous leur sommes reconnaissant de la disponibilité qu'ils nous ont offerte.

Ce travail a bénéficié sur place, en Haute-Loire, de la passion de **Casimir CORTIAL**, alors président de l'Association Géologique de Haute-Loire à l'époque, avec lequel nous avons partagé quelques « virées » à travers les sucres phonolitiques des Boutières, ou encore à la recherche de minces affleurements sidérolithiques. Sa connaissance intime du terrain, forgée par toute une vie de terrassements et un œil rompu à la lecture de la rugosité des formes du terrain, nous ont véritablement aidé pour la cartographie des formations sédimentaires de la carte du Monastier et pour le décodage des structures tectoniques de la région. La compréhension que nous avons pu avoir du terrain doit beaucoup aux moments passés ensemble. Et puis, Casimir, c'est pas que de la géologie...

Nous avons eu de nombreux contacts avec les universitaires travaillant de près ou de loin sur ces thématiques. Nous remercions en premier lieu le Professeur **Olivier MAQUAIRE** qui a fait le déplacement sur notre terrain d'étude lors de l'été 2009 et dont les échanges ont guidé le travail postérieur. Nous avons également apprécié l'accueil qu'il nous a réservé au laboratoire de Caen, en avril 2010, et le temps pris pour nous former au cisaillement direct. Ce fut 2 semaines intenses et qui

furent d'une grande utilité pour la suite de la thèse. Nous avons également apprécié la venue du Professeur **Dominique SELLIER** sur notre terrain, lors d'une tournée réalisée en mai 2008 dans le cadre de la commission périglaciaire et les quelques rencontres faites lors des JJG de 2008 à Brest ou encore lors du stage de Licence 3 à Meyrueis en 2011. Si les liens entre ses travaux et les nôtres sont plus ténus, sa vision du terrain et du travail de terrain ont eu une influence certaine sur nos pratiques. Nous tenons à remercier également **François LEVEQUE**, Maître de conférences à l'Université de La Rochelle, pour son accueil au sein du laboratoire Dynamique Physique du Littoral. Lors de cette quinzaine de jours passés au sous-sol du laboratoire, nous avons tenté de percer les secrets contenus dans les ondes magnétiques des tourbes de Laussonne. Si ce travail n'a pu être valorisé dans cette thèse, nous gageons qu'il le sera dans un article futur à connotation plus paléoenvironnementale. J'aimerais avoir un mot pour le Professeur **Bernard VALADAS**, qui nous a quitté trop tôt et dont nous avons intimement apprécié le contact, même furtif, lors de notre tournée sur le périglaciaire en 2008 ou lors de l'AG du laboratoire en décembre de la même année. Nous espérions secrètement partager le moment de la soutenance avec lui, mais les vicissitudes de la vie en ont malheureusement décidé autrement. Enfin, je ne saurai oublier tous les échanges et rencontres qui ont rythmé ces 5 années de travail, notamment lors des colloques nationaux ou internationaux.

Nous tenons également à exprimer notre profonde considération pour le travail effectué et le soutien apporté par l'Ecole Doctorale LSHS et ses directeurs successifs, Jean-Pierre DUBOST et **Eric LYSØE**.

Notre temps à Clermont-Ferrand nous a amené à travailler et échanger avec les collègues du laboratoire GEOLAB, soit sur des questions techniques, soit sur des questions fondamentales, soit sur des questions administratives. L'aventure 3D menée avec **Franck VAUTIER** et **Olivier VOLDOIRE** fut intéressante et riche d'enseignements. Même si nous n'avons pu obtenir des résultats suffisamment fiables, le partage de ce projet scientifique nous a ouvert sur un autre monde et sur des possibilités qu'il nous faut encore explorer. Leur aide technique dans d'autres compartiments de la thèse fut également précieuse. Une partie de l'analyse des facteurs paléoenvironnementaux n'aurait pu voir le jour sans le patient travail de palynologie réalisé par **Yannick MIRAS** sur la carotte de Laussonne. Son expérience du Massif central et la rigueur scientifique qui colore l'ensemble de son travail ont largement contribué à l'écriture du paragraphe portant sur cette question. **Armelle DECAULNE** a beaucoup apporté à ce travail de thèse, à la fois sur les aspects techniques et fondamentaux (dendrogéomorphologie, analyse de risque, risque gravitaire) mais également sur les aspects plus académiques (rédaction d'articles, colloques, etc.). A la manière d'un Korrigan bienveillant, elle fut tout au long de ces années un sympathique guide à travers les méandres protocolaires du monde scientifique et universitaire. Enfin, je remercie tous les personnels du labo, actuels et passés, avec qui nous avons partagé un bout de route, quelques bières ou échanger sur un coin de table (dans le désordre, Johannes, Marie-Françoise, Dove, Samuel, Raphaël, Seb, Thomas, Cyril, Chantal, Françoise, Nathalie, Ana Ejarque, Manon, Christelle, Fred).

Et puis, il y a les compagnons de galère...les galériens de la salle 120 qui ont ramé pendant plusieurs années sous les claquements du fouet et au rythme chaloupé des tambours. Tels des Nubiens partis à l'assaut de la *Mare Nostrum*, barrant leur navire au gré des vents, essuyant les pires tempêtes et voguant vers un hypothétique rivage, ils ont tenu bon ! Nous connaissons tous la solitude de la thèse, tel le galérien connaît la solitude de sa galère...mais nous formions cependant un groupe, un groupe de solitaires certes, mais un groupe quand même ! Et finalement, au terme de ces longues années, nous atteignons tous un par un ce rivage envié. Je ne saurai résumer ici l'ensemble des moments partagés qui sont connus de tous et en même temps, propres à chacun. Ceux qui m'ont côtoyé savent combien je suis un piètre communicant pour ce genre de choses et je me contenterai donc de citer ces compagnons de galère : Erwan, Marion, Ana, Susanne, Audrey, Aude et Pierre, recevez de ma part, une profonde considération ainsi qu'une réelle amitié.

Au-delà de ces rencontres qui ont marqué profondément le temps de thèse, il y a tous les contacts et collaborations, plus superficiels certes, mais néanmoins nécessaires et importants qui ont jalonné notre parcours. Nous citerons en premier lieu les rapports soutenus avec le BRGM, tant pour les études géophysiques et la modélisation (**Gilles GRANDJEAN**, **Adnan BITRI**, **Séverine BERNARDIE**, **Olivier SEDAN**) que pour les travaux menés dans le cadre de la carte géologique du Monastier (**Caroline PROGNON**, **Philippe ROSSI**, **Florence QUESNEL**, **Luigi ARDITO** et l'équipe des foreurs du BRGM) ou encore les contacts régionaux (**Philippe ROCHER**, **Olivier RENAUD**, **Daniel ROUZAIRE**, **Clotilde BERTIN**). Les travaux réalisés avec l'ensemble de ces personnes ont apporté des données fondamentales sans lesquelles il aurait été impossible d'avancer. Nous remercions également les collègues du CETE de Clermont-Ferrand (**Olivier NAGEL**, **Jacques RESTITUITO**) de nous avoir ouvert la porte de leurs archives techniques ce qui a permis de poser les bases du pré-inventaire de glissements de terrain. Certaines analyses d'échantillon (DRX notamment) n'auraient pu être réalisées sans la bonne volonté du Professeur **Henri BUSCAIL** du Laboratoire Vellave sur l'Élaboration et l'Étude des Matériaux. Ces précieuses informations ont sérieusement enrichi nos interprétations sur les matériaux en cause et ouvrent une voie de recherche passionnante vers une connaissance accrue de ces derniers. Une collaboration fructueuse et fondamentale fut celle qui nous a lié à l'Observatoire Physique du Globe de Clermont-Ferrand, et plus particulièrement à **Sandra BANSON**. Durant toutes les années de la thèse, au début de chaque nouvelle année, nous avons pu obtenir l'ensemble des données météorologiques enregistrées l'année précédente sur les 11 stations retenues pour notre étude climatologique. La souplesse de la relation et l'efficacité de notre interlocuteur nous ont permis de constituer une base de données robuste forte de plusieurs décennies d'enregistrements journaliers de précipitations.

Et puis, il y a les autres...

...les habitants de la Haute-Loire tout d'abord ! Cette thèse leur est forcément un peu dédiée, eux qui vivent chaque jour le pays, endurent ses affres, mais qui y sont profondément attachés. Je remercie les élus des communes du Monastier, Coubon, Arsac, Lantriac, Laussonne et Aiguilhe de m'avoir accordé un peu de temps pour les entretiens, mais également les agriculteurs du Cros de Brive, de la Cueille et d'Artaud pour m'avoir laissé piquer leur terrain et venir chaque mois avec mes instruments « bizarres » y effectuer des mesures de positionnement. Et puis il y a eu toutes ces rencontres sur le terrain avec des riverains, des promeneurs, des paysans ou les nombreux repas partagés le, soir, au gîte, avec les marcheurs suivant la trace de Stevenson.

...les anciens collègues forestiers ensuite dont la thèse, par l'énergie folle qu'elle dévore, m'a amené à mettre un peu de côté mais qui restent là, enracinés et que j'ai toujours plaisir à retrouver. Une pensée va vers **Gérard GUILLAUME**, professeur de pédologie forestière ou encore **Éliane PALLUET**, professeur de botanique et d'écologie forestière à Meymac dont les enseignements et la pratique de terrain m'ont très souvent accompagné lors de ces longs mois à arpenter tous les versants du bassin du Puy.

...la famille, toujours très proche.

...et ma compagne, Mylène, qui fut certainement le meilleur point d'ancrage que j'ai pu avoir et qui m'a accompagné tout au long de la route, m'évitant de me perdre dans les écueils d'une recherche qui vous hante jour et nuit.

SOMMAIRE

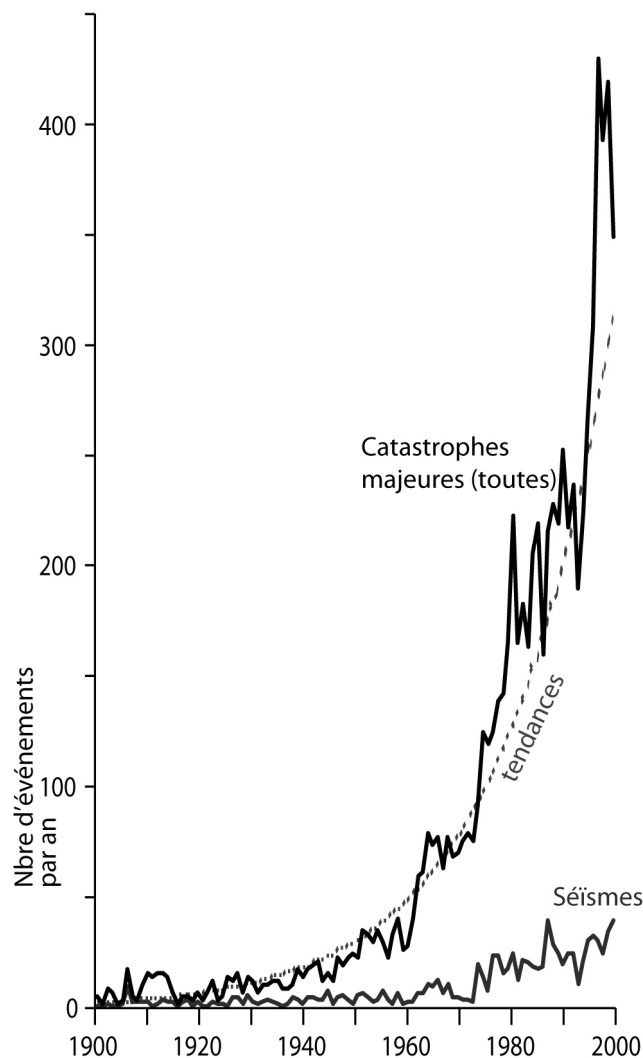
SOMMAIRE	p.7
INTRODUCTION	p.9
PARTIE 1 – CONNAITRE. CARACTERISATION DES GLISSEMENTS DE TERRAIN DU BASSIN DU PUY-EN-VELAY	p.19
Chapitre 1. Les concepts et outils de la caractérisation des glissements de terrain : approche bibliographique critique	p.21
Chapitre 2. Typologie et caractérisation des glissements de terrain du bassin du Puy-en-Velay	p.73
Chapitre 3. Réalisation et analyse de l’inventaire typologique des glissements du bassin du Puy	p.143
Partie 2 – COMPRENDRE. FACTEURS DE CONTROLE ET HERITAGES : DES FACTEURS LOCAUX AUX HYPERFACTEURS	p.181
Chapitre 4. Glissements de terrains et facteurs de contrôle : position dans le paysage scientifique et réflexions sur la dialectique statique/dynamique	p.183
Chapitre 5. Le temps du risque : Analyse et synthèse des principaux facteurs de contrôle des glissements du Puy	p.215
Chapitre 6. Le temps du relief et les hyperfacteurs : le poids des héritages, l’importance des discontinuités et l’influence paléoclimatique	p.279
Partie 3 – MODELISER (et transférer). DES ACQUIS FONDAMENTAUX AUX CARTES DE SUSCEPTIBILITE ET D’ALEA	p.319
Chapitre 7. Modélisation et cartographie de la susceptibilité et de l’aléa : vue d’ensemble et analyse critique	p.321
Chapitre 8. Modélisation de la susceptibilité et de l’aléa sur le bassin de risque Laussonne/Gazeille	p.361
Chapitre 9. Transfert de la recherche vers la société civile et estimation du risque	p.399
CONCLUSION	p.427
BIBLIOGRAPHIE	p.433
ANNEXES	p.471
TABLE DES FIGURES	p.542
TABLE DES TABLEAUX	p.550
TABLE DES MATIERES	p.553

INTRODUCTION

I.1 – Contexte de la recherche sur les risques gravitaires

Les 19 et 20 janvier 2012 se sont tenues à Bordeaux les premières « Assises Nationales des Risques Naturels ». Elles regroupaient scientifiques, décideurs, techniciens, élus, etc. autour de la question désormais centrale pour certains territoires du risque naturel et de sa prise en compte dans les gouvernances locales ou nationales. Cette première manifestation d'ordre national sur la thématique des risques naturels peut être vue comme la réponse à un changement profond des perceptions et à une conscientisation politique de la problématique.

En effet, la multiplication d'événements paroxysmiques durant les décennies 1990 et 2000 (**fig.I-1**)



(Mitchell, 1999 ; Cross, 2001) a rendu de plus en plus prégnante la nécessité de comprendre ces phénomènes naturels pour mieux prévenir les catastrophes qu'ils peuvent induire. Si les séismes et les inondations sont reconnus comme les phénomènes les plus meurtriers (Ledoux, 1995), les mouvements de terrain sont surtout à l'origine d'importants dégâts matériels et peuvent s'avérer particulièrement coûteux pour les sociétés (Maquaire, 2002). Cette « nouvelle demande » sociétale s'est concrétisée dans les années 1990 par la promulgation et le soutien par les Nations Unies de la « Décennie Internationale pour la Prévention des Catastrophes Naturelles » (DICPN, 1990-2000) et la mise en place du « *Natural Hazards Program* » par l'UNESCO. Une vingtaine d'années après ces « premiers mouvements » internationaux, les progrès réalisés dans la connaissance des phénomènes naturels, et des mouvements de terrain en particulier, ont été significatifs.

À l'aube de la décennie 2010, de nouvelles voies de recherche viennent s'ajouter aux thématiques développées antérieurement.

Figure I-1 – Évolution du nombre de catastrophes majeures recensées annuellement dans le monde au cours du 20^{ème} siècle, modifié de Bournay, 2005

En Europe, la thématique des mouvements de terrain a été (et est toujours) portée par de nombreuses équipes de recherche dispersées dans l'ensemble de l'Union. Le travail conséquent de « fédération » d'une communauté scientifique à part entière se reconnaissant à travers cette thématique a porté ses fruits et l'existence, à Strasbourg, du CERG (*European Center on Geomorphological Hazards*) est une preuve de la structuration et du dynamisme de cette

communauté. Le colloque *Landslide Processes : from geomorphologic mapping to dynamic modelling* qui s'est tenu à Strasbourg les 6 et 7 février 2009 est un bon condensé des thématiques traitées et des problématiques qui guident aujourd'hui la recherche sur les mouvements de terrain (Malet *et al.*, 2009) :

- cartographie et caractérisation des mouvements de terrain,
- processus et mécanismes de contrôle des mouvements de terrain,
- modélisation de la susceptibilité, de l'aléa et du risque mouvement de terrain.

Transversalement à ces 3 grandes thématiques, la question de l'impact du changement climatique colore de plus en plus les recherches et vient répondre directement aux inquiétudes formulées par les responsables et décideurs qui tentent d'anticiper ces changements à travers de nouvelles formes de gouvernance et de gestion territoriale.

En marge de cette communauté, certains auteurs abordent la thématique mouvement de terrain sous l'angle du « temps long », étudiant l'évolution du relief en relation avec ces mouvements de masse, et essaient de faire le lien entre le temps long et le temps court (Ouimet *et al.*, 2007 ; Korup *et al.*, 2010). Cette approche, relevant plus de la géomorphologie des grands volumes, est malheureusement souvent ignorée dès lors qu'on aborde les mouvements de terrain sous l'angle du « risque » lequel est lié au temps des vies humaines et des sociétés.

La production scientifique européenne sur la thématique des mouvements de terrain est principalement concentrée sur les secteurs reconnus de risque important (**fig. I-2**). Elle s'appuie notamment sur les travaux de terrain réalisés en Italie, Suisse, Autriche ou France et plus récemment en Europe de l'est (Pologne, République Tchèque, Slovaquie, Ukraine). Nous retiendrons 3 domaines géomorphologiques principaux d'investigations :

- Les orogènes récents liés aux cycles pyrénéen et alpin (pente importante, décompression glaciaire, fonte du pergélisol alpin, processus hydrogravitaires très dynamiques, etc.). Les travaux y sont nombreux et alimentent la grande majorité des écrits.
- Les littoraux à falaises (côtes anglaises ou françaises, fjords scandinaves, littoraux méditerranéens). Ces domaines géomorphologiques sont investis par des chercheurs de la communauté, mais également par des géomorphologues spécialisés dans les dynamiques littorales.
- Les secteurs de plaines et plateaux calcaires du bassin parisien (Benelux, Allemagne, Nord de la France) soumis aux effondrements et affaissements miniers ou karstiques. Ce troisième domaine est moins bien connu, en tout cas fait l'objet de moins de publications par la communauté travaillant sur les risques gravitaires. Ces problématiques sont évidemment largement investies également par les karstologues.

Un quatrième domaine géomorphologique est celui regroupant les secteurs de vieux massifs (cycles hercynien et calédonien). Ces derniers peuvent être soumis localement à une densification des risques gravitaires dès lors qu'ils ont été rajeunis ou suite à des activités d'extraction minière. Cependant, très peu de travaux y ont été entrepris et ces domaines constituent en quelque sorte le « parent pauvre » de la recherche sur les risques gravitaires.

Cet état de fait est paradoxal. En effet, sur la **figure I-2**, une partie de ces vieux massifs est reconnue comme étant des zones de risque important (Massif central français, Écosse, Galice, Asturies, bouclier scandinave). La littérature portant sur les dynamiques gravitaires qui y affectent les versants est abondante (notamment les études portant sur les formes périglaciaires et paraglaciaires) et les acquis solides (Sellier, 2002). Cependant, cette connaissance et ces recherches restent en marge des

activités de recherche portant sur les risques gravitaires. Peut-être peut-on y voir une moindre densité d'enjeux au sein de ces territoires, qui justifierait l'absence de recherches à finalité plus appliquées ?

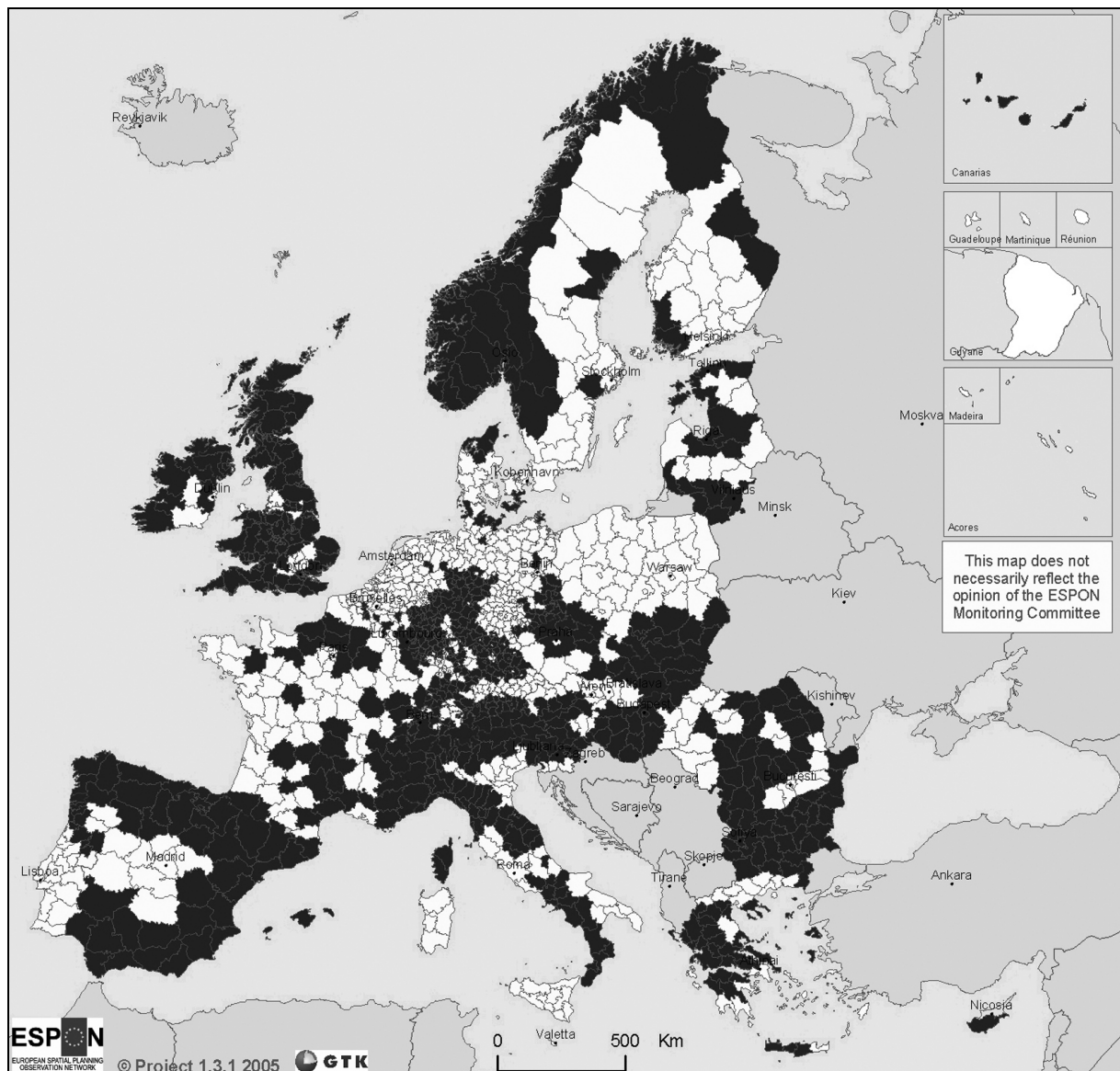


Figure I-2 – Zones reconnues à risque gravitaire important en Europe (en noir). Sources – ESPON *Hazards Project base*, 2005

C'est dans ce contexte que se place notre travail, à la croisée d'une recherche ciblée sur le risque gravitaire et d'une recherche géomorphologique plus générale (*-iste*) sur les dynamiques de versant, et ce, sur un terrain d'étude peu convoité par la communauté travaillant sur le risque gravitaire.

I.2 – Origines de la thèse et choix du terrain d'étude

Partant de ce paradoxe entre un effort de recherche thématique faible et l'existence d'un risque gravitaire dans les vieux massifs, notre travail s'est porté sur le Massif central français. Largement étudié par des générations de géomorphologues (Demangeon, 1910 ; Baulig, 1928 ; Bout, 1960 ; Kieffer, 1962 ; Winckell, 1971 ; Flageollet, 1976 ; Klein, 1978 ; Etienne, 1979 ; Veyret, 1978 ; Valadas,

1984 ; Etlicher, 1986 ; Le Griel, 1991 ; Defive, 1996 ; Giusti, 2002 pour n'en citer que quelques-uns) sur des thématiques diverses touchant aussi bien aux problématiques du polycyclisme limousin qu'à l'englacement du massif, à la répartition des formes périglaciaires des hautes terres qu'à la crise tectono-climatique villafranchienne, aux impacts de la crise messinienne sur la bordure orientale du massif qu'au démantèlement des bordures volcaniques. Le Massif central n'a cependant fait l'objet d'aucune étude spécifique sur les risques gravitaires. Et pourtant...le croisement des densités de mouvements et des densités d'habitants par commune permet d'y distinguer des zones de risque gravitaire avéré (**fig.I-3**).

En premier lieu, il existe une nette distinction entre la partie occidentale du Massif central (à l'ouest du sillon houiller) et sa partie orientale (à l'est du sillon houiller), l'essentiel des secteurs à risque étant situé dans la partie orientale. L'étude de la géologie et des coupes topographiques à petite échelle montre bien une complexité et un compartimentage plus importants de la partie orientale du Massif central tandis que s'étendent à l'ouest les vastes surfaces étagées à peine gauchies des plateaux limousins. La tectonique tertiaire a profondément modifié les morphostructures à l'est du sillon houiller en créant des bassins distensifs et des horsts, perturbés ensuite par le volcanisme miocène et plio-pléistocène. Du soulèvement tectonique d'ensemble de la bordure orientale découle un creusement important par le réseau hydrographique et une accentuation générale des pentes créant ainsi des conditions favorables aux instabilités gravitaires.

En second lieu, les bassins sédimentaires (1, 2, 5 et 6 sur la **figure I-3**) s'avèrent particulièrement confrontés aux risques gravitaires. D'une part, l'aléa y est important (lithologies favorables, phénomènes d'inversion de relief dans les bassins volcanisés créant des systèmes de pente propices aux instabilités) et d'autre part, ce sont des espaces fortement urbanisés qui concentrent à la fois les populations, mais également les industries et les services (conditions plus clémentes par rapport aux hautes terres, facilité de communication toute l'année). La bordure cévenole (3 et 4 sur la **figure I-3**) se distingue également par de fortes concentrations de zones à risque. Les systèmes de pente développés dans des lithologies sensibles (schistes, formations marno-calcaires) ainsi que l'exposition aux épisodes pluvieux méditerranéens favorisent un niveau d'aléa fort. De plus, le développement de quelques bassins miniers (Alès par exemple) et industriels a également concentré les populations ainsi que les enjeux.

Parmi ces espaces à risque, le bassin du Puy présente quelques originalités qui ont justifié son choix.

Proche du bassin stéphanois et ouvert sur la métropole lyonnaise, le bassin du Puy est un territoire attractif qui connaît depuis plus de 30 ans une croissance régulière de sa démographie (Insee Auvergne, 2010). Cette croissance s'exprime par des logiques d'extension urbaine qui augmentent de fait la vulnérabilité des populations et exposent de plus en plus ce territoire aux risques gravitaires. La quasi-absence de documents de prévention vis-à-vis de ce risque (PPR, PER, Zermos) renforce d'autant plus la possibilité d'un développement urbain à risque.

La seconde originalité du bassin tient à la nature des phénomènes gravitaires qui en affectent les versants. D'une part, les phénomènes y sont variés tant dans leur nature que dans leur cinétique et d'autre part, le bassin concentre de nombreux paléoglissements témoins de conditions géomorpho-climatiques qui ne sont plus. Ces archives à ciel ouvert attirent naturellement le chercheur de par le potentiel d'informations qu'elles recèlent et qui peut ouvrir le sujet initial et l'enrichir.

Enfin, la diversité géologique et géomorphologique du bassin, le volcanisme ainsi que son fort compartimentage tectonique en font une zone d'attrait pour l'exercice d'une géomorphologie plus générale portée sur la compréhension des reliefs et de leur évolution.

- un impératif de cohérence administrative lié à l'objectif d'un transfert des acquis et des cartographies d'aléa vers la société civile.

La zone d'étude a donc été définie comme la totalité des communes du bassin du Puy ayant sur une partie de leur surface des affleurements de terrains sédimentaires tertiaires et/ou quaternaires (**fig. I-4**)

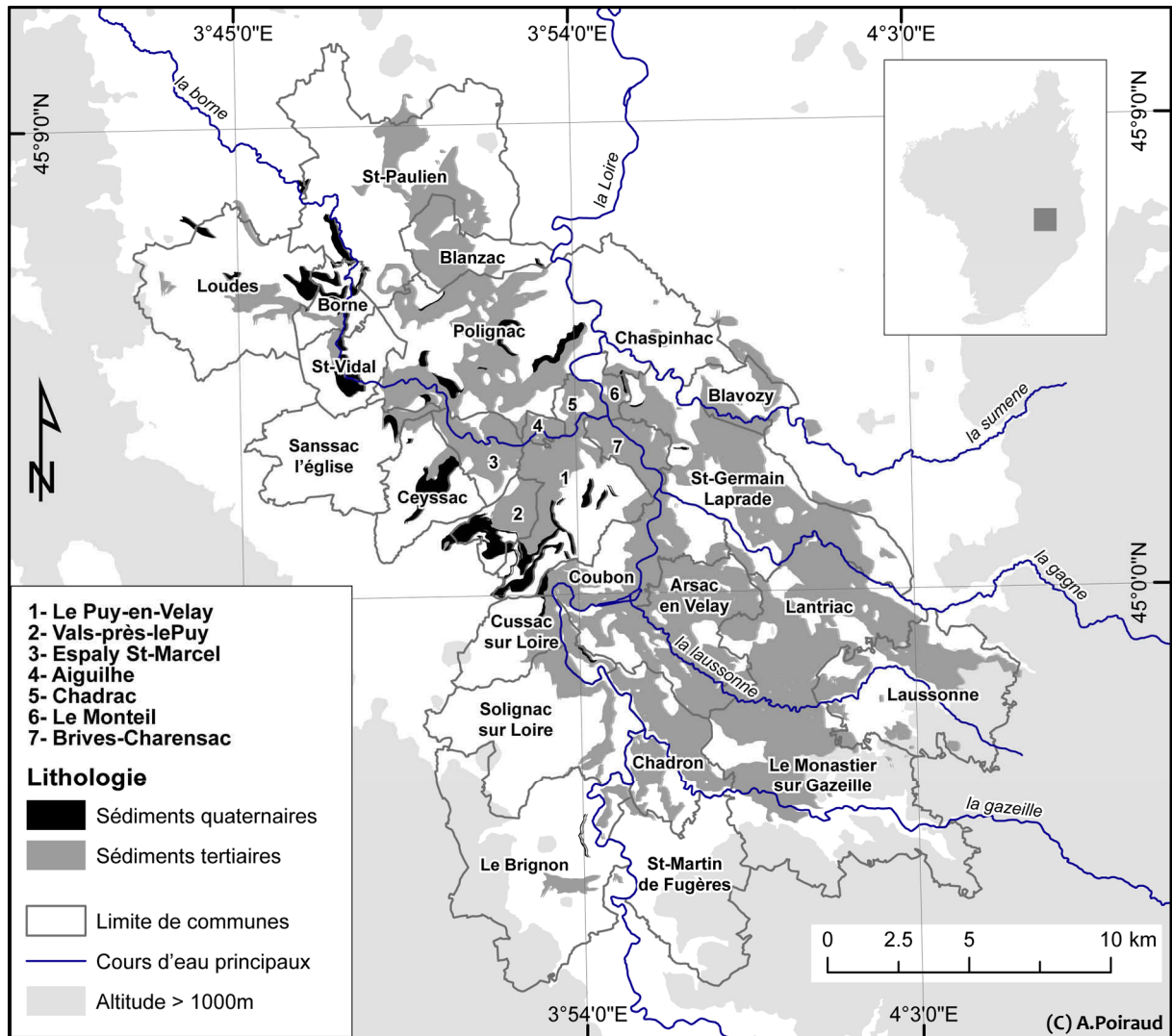


Figure I-4 – Contours de la zone d'étude retenue

Ce découpage permet d'avoir l'ensemble du bassin topographique ainsi que ses bordures volcaniques qui sont fondamentales pour mener à bien le travail de recherche.

Même si certaines réflexions développées au cours de cette thèse dépassent le cadre strict de cette zone d'étude (réflexions à l'échelle de bassins versants ou à l'échelle de bassins démographiques), celle-ci demeure néanmoins le cadre de la recherche et d'application des modélisations.

I.3 – Objectifs et organisation de la thèse

L'étude se limite aux glissements de terrain du bassin du Puy étant entendu que l'étude des phénomènes rocheux demanderait un autre travail à part entière et que ces derniers sont minoritaires et très localisés au sein du bassin.

Les glissements de terrain sont particulièrement ubiquistes dans le bassin et affectent les terrains sur diverses profondeurs, touchant aussi bien les formations superficielles que le substrat en place. La récurrence des phénomènes est fréquente dans certaines parties du bassin et les conséquences induites causent des désagréments sur les réseaux routiers et sur les maisons d'habitation. Bien que ces phénomènes ne soient pas meurtriers (en tout cas, pas pour le moment), il n'en demeure pas moins qu'ils sont à l'origine de nombreux dégâts et ont un coût annuel non négligeable pour les collectivités ou les habitants (réfection annuelle du réseau routier, consolidation du bâti, etc.).

L'objectif maître du travail de thèse est finalement très appliqué : **être en mesure de produire une carte de susceptibilité ou d'aléa aux glissements de terrain sur les zones sensibles du bassin du Puy.**

Répondre à cette problématique suppose d'atteindre 3 objectifs principaux très fondamentaux et 1 objectif associé plus appliqué :

Objectif 1 : CONNAITRE – ce premier objectif vise à bien circonscrire l'objet d'étude, à le caractériser et à inventorier les individus qui constituent la population des glissements du bassin du Puy. Cet objectif tente de répondre aux questions : Quoi ? Où ? Comment ? Ce premier objectif constitue les fondations pour alimenter les réflexions du second objectif.

Objectif 2 : COMPRENDRE – Quels sont les processus à l'origine des glissements ? Quels sont les facteurs de contrôle ? Existe-t-il des seuils ? Comment s'emboîtent les temporalités ? Voici quelques questions essentielles auxquelles le travail de thèse tente de répondre. Cette étape de compréhension, très fondamentale, est nécessaire pour passer au 3^{ème} objectif.

Objectif 3 : MODELISER – Ce troisième et dernier objectif apporte une réponse à l'objectif maître. Comment utiliser les acquis précédents pour produire une carte de susceptibilité ? Comment prévoir les zones susceptibles d'être affectées dans le futur par des glissements ? Quels modèles utiliser et comment quantifier leur qualité ? Peut-on aller jusqu'aux cartes d'aléa ? Comment incorporer les changements climatiques dans un modèle d'aléa prospectif ?

Objectif associé : TRANSFERER – Associé aux 3 objectifs précédents et pour répondre à une volonté personnelle de diffusion des acquis de la recherche, ce dernier objectif pose la question du transfert de la connaissance et de la sensibilisation des élus et décideurs au risque gravitaire.

Structurée par ces objectifs, la thèse se présente en 3 parties, chacune des parties reprenant un objectif principal. Au sein de chaque partie, une approche bibliographique propre à la thématique abordée permet de faire le point en un chapitre et de guider le travail présenté dans les 2 chapitres suivants.

<p>La première partie (connaître) fait le point sur l'objet d'étude et caractérise les glissements de terrain du bassin du Puy</p>

Le chapitre 1 reprend quelques acquis fondamentaux de la caractérisation des mouvements de terrain en général et en apporte une lecture critique. Il tente d'éclairer l'utilisation des typologies et insiste sur leurs faiblesses. Il permet également de poser les bases méthodologiques servant à caractériser et inventorier les glissements.

Le chapitre 2 fixe le cadre géomorphologique de la zone d'étude et passe en revue toute la diversité des glissements de terrain qui affectent les versants du bassin. Le travail de typologie est illustré par des études de cas type venant l'étayer.

Le chapitre 3 concerne la phase d'inventaire des objets ainsi que l'analyse de la population, par des voies statistiques classiques et d'analyse spatiale. Ce chapitre est clos par une discussion sur les logiques de répartition spatiale et sur quelques propriétés statistiques de la population des glissements. Les résultats de cette discussion permettent de basculer sur la seconde partie et ouvrent quelques pistes d'approfondissement.

La seconde partie (comprendre) utilise les acquis de la première partie et aborde les facteurs de contrôle sous 2 angles : l'angle des facteurs statiques et dynamiques à l'échelle du Subatlantique et l'angle des *hyperfacteurs*, facteurs dynamiques à l'échelle du Quaternaire et du Pliocène (échelle de l'approfondissement des vallées)

Le chapitre 4 fait le point sur l'état de la recherche portant sur les facteurs contrôlant les glissements. À partir d'une étude bibliographique et bibliométrique, il replace l'objet d'étude au sein de plusieurs champs disciplinaires et propose un point de vue sur l'importance du temps dans la dichotomie statique/dynamique séparant classiquement les facteurs de contrôle. Il introduit le concept d'*hyperfacteurs*.

Le chapitre 5 croise les données de l'inventaire avec un ensemble de variables topographiques, géologiques, géographiques et climatiques afin de cibler les facteurs de contrôle et de proposer des valeurs seuils pour chaque type de glissements. Ce chapitre très analytique est synthétisé par un tableau récapitulatif croisant les types avec chaque facteur de contrôle. Une partie interprétative permet de prendre du recul par rapport à l'approche statistique et en nuancer quelques résultats. Ces résultats servent ensuite de base pour la modélisation de la susceptibilité et de l'aléa (ch.8).

Le chapitre 6 développe et illustre le concept d'*hyperfacteurs* au travers d'exemples de terrain. La réflexion est menée à une échelle de temps plus longue et insiste sur le rôle des discontinuités et ruptures dans l'explication de la répartition spatiale des glissements de terrain. La recherche sur la possible co-évolution du relief et de la géométrie des glissements aboutit à un modèle théorique qui enrichit l'approche actualiste des glissements. Enfin, un *focus* est fait sur l'importance des transitions climatiques holocènes et des interglaciaires sur l'activation des grands complexes de glissements affectant les bordures de plateaux basaltiques.

La troisième partie, tout en restant fondamentale par certains aspects, tend à prendre une coloration appliquée. Utilisant les acquis des 2 parties précédentes, elle propose au final une carte de susceptibilité et d'aléa sur un bassin de risque.

Le chapitre 7 reprend les avancées récentes faites dans le milieu de la modélisation probabiliste et déterministe de la susceptibilité et de l'aléa et tente d'apporter une vision critique des

méthodes ou des concepts utilisés. Il reprend des synthèses bibliographiques effectuées en 2006 et 2007 en y ajoutant quelques avancées réalisées ces dernières années.

Le chapitre 8 explore plusieurs approches modélisatrices de la susceptibilité et de l'aléa et propose une carte de susceptibilité combinée avec une double échelle susceptibilité/certitude. En réponse aux difficultés à fournir un modèle d'aléa prenant en compte le changement climatique, nous proposons un modèle basé sur le concept de résilience géomorphologique.

Le chapitre 9 répond à l'objectif associé (transférer). À partir d'une étude des dynamiques démographiques, de la problématique d'extension urbaine et du discours des élus, il met à jour les points de friction entre risques naturels et politiques d'aménagement. À partir de ce constat, une réflexion sur la sensibilisation des élus est lancée, notamment l'utilisation du PLU pour produire un modèle grossier de vulnérabilité et de risque qui peut s'ajuster en temps réel aux scénarii urbains et servir de support à la décision.

Enfin, un objectif parallèle à cette thèse, mais au combien fondamental, était de produire une carte de la série sédimentaire sur les contours de la feuille du Monastier dans le cadre de la cartographie géologique au 1/50 000. En effet, cette feuille faisait l'objet de levés depuis plus de 10 ans, mais aucun travail n'avait encore été réalisé sur les terrains sédimentaires. En collaboration avec Caroline PROGNON du BRGM, le travail de terrain ainsi que la caractérisation géotechnique et sédimentologique des terrains sédimentaires réalisés au cours de cette thèse ont alimenté pour partie la cartographie ainsi que la notice de cette feuille (n°816, BRGM, à paraître).

I-4 – Le Nouveau Chapitre de Thèse (NCT)

En parallèle du travail de recherche, la démarche du Nouveau Chapitre de Thèse a été entreprise en 2010 avec le Collège des Ecoles Doctorales de Clermont-Ferrand ainsi que l'Association Bernard Gregory (ABG). Nous avons fait le choix de ne pas l'inclure dans le corps même du document de thèse et avons préféré le fournir sous la forme d'un petit dossier complémentaire.

Les raisons de ce choix s'expliquent par la nature du travail effectué durant ces quelques mois. En effet, la démarche proposée vise à réfléchir sur son travail de chercheur ainsi que sur son expérience de thèse. L'idée finale, portée par l'ABG, est de permettre au doctorant de découvrir et valoriser ses compétences acquises lors de son travail doctoral au sein d'un projet professionnel construit, qui peut être différent de la voie académique. Ainsi, pendant près d'une année, des entretiens réguliers avec notre « mentor » ont permis de creuser le champ des compétences acquises, les confronter avec les demandes potentielles émanant de la société civile et d'aborder la question du projet professionnel.

Pour notre part, ayant intégré le cursus doctoral après plus de 6 années d'activités professionnelles, nous avons pris cette opportunité comme un moyen de réfléchir sur la démarche de reconversion entreprise, mais également comme un temps de réflexion pour asseoir les bases d'un projet professionnel valorisant les acquis de la thèse sans effacer près de 10 années de formation et de pratique forestière.

Nous souhaitons d'ores et déjà prévenir le lecteur que le document présenté est celui qui a été remis officiellement au Collège des Ecoles Doctorales et à l'ABG et présenté lors d'une session orale au Collège des Ecoles Doctorales en 2010. Depuis cette date de rendu, de nombreuses modifications ont été apportées à la fois au projet professionnel présenté dans le document, mais également aux résultats et perceptions de la thèse qui y sont développés.

PARTIE 1 – CONNAITRE

CARACTERISATION DES GLISSEMENTS DE TERRAIN DU BASSIN DU PUY-EN- VELAY

Le point de départ de toute approche naturaliste reste avant tout l'observation de terrain. Pour comprendre, il faut d'abord décrire et inventorier les objets focalisant l'intérêt scientifique, puis les regrouper en classes homogènes permettant leur analyse synthétique et hiérarchisée.

L'objectif de cette première partie est de répondre à cette exigence et de caractériser l'objet glissement de terrain sur notre zone d'étude.

L'approche suit un cheminement en 3 points :


- connaître les outils de description et les critiquer,
- décrire des objets typiques de la zone d'étude,
- inventorier et analyser les glissements recensés.

Une synthèse bibliographique est proposée dans le chapitre 1. Elle a essentiellement vocation à faire le point sur la complexité de l'objet « glissement de terrain » et la nécessaire approche

pluridisciplinaire que cette complexité impose. L'analyse des typologies à travers le 20^e siècle vise à porter un regard critique sur cet outil qui, bien qu'imparfait, reste encore l'approche la plus intuitive et la plus pragmatique, et ce, à toutes les échelles d'investigation. Enfin, un bref aperçu des méthodes d'inventaire et leur critique clôturent ce chapitre.

C'est à partir du second chapitre que nous pénétrons dans la zone d'étude du bassin du Puy-en-Velay. Un bref aperçu géologique et géomorphologique permet de fixer le contexte général et de faire le point sur les événements ayant eu un impact sur les instabilités actuelles. Plusieurs glissements sont décrits et interprétés, selon un format monographique, afin de produire une typologie locale qui servira de support à l'inventaire de l'ensemble des glissements.

Cet inventaire « typologique » fait l'objet du chapitre 3. Il présente la méthode employée ainsi que les principaux résultats issus d'analyses statistiques et géostatistiques. La comparaison de l'inventaire obtenu avec d'autres inventaires permet de juger de sa pertinence. Enfin, la discussion ouvre sur les facteurs globaux de répartition et permet d'introduire la seconde partie.



CHAPITRE 1 – LES CONCEPTS ET OUTILS DE LA CARACTERISATION DES GLISSEMENTS DE TERRAIN : APPROCHE BIBLIOGRAPHIQUE CRITIQUE

À travers une analyse bibliographique, ce chapitre vise à répondre à 3 questionnements :

- pourquoi les glissements de terrain sont-ils des objets complexes ?
- comment ont évolué les typologies et quelles sont leurs limites ?
- comment réalise-t-on et analyse-t-on un inventaire ?

Au-delà de ces questionnements très « pratiques », il est un autre, transversal, qui apparaît en filigrane – celui de l'expertise. En effet, et ceci apparaît nettement dans le §1.3, la technicité et le progrès poussent à plus d'objectivité dans le recueil de données et leur analyse, au détriment parfois d'une vision plus globale ou du moins plus intégratrice. La question de l'expertise et de la part de subjectivité dans la démarche scientifique est alors posée.

1.1. Réflexions autour de quelques fondamentaux

Les glissements de terrain dans des matériaux meubles sont un type particulier de « mouvements de terrain » qui répondent aux relations fondamentales d'équilibre de la mécanique des sols (Terzaghi, 1950 ; Skempton, 1964 ; Terzaghi, 1967). Ils correspondent au déplacement d'une masse de matériau meuble le long d'une surface de rupture. D'un point de vue rhéologique, ils se situent entre les mouvements rocheux (mécanique des roches) et les laves torrentielles (mécanique des fluides) (fig.1).

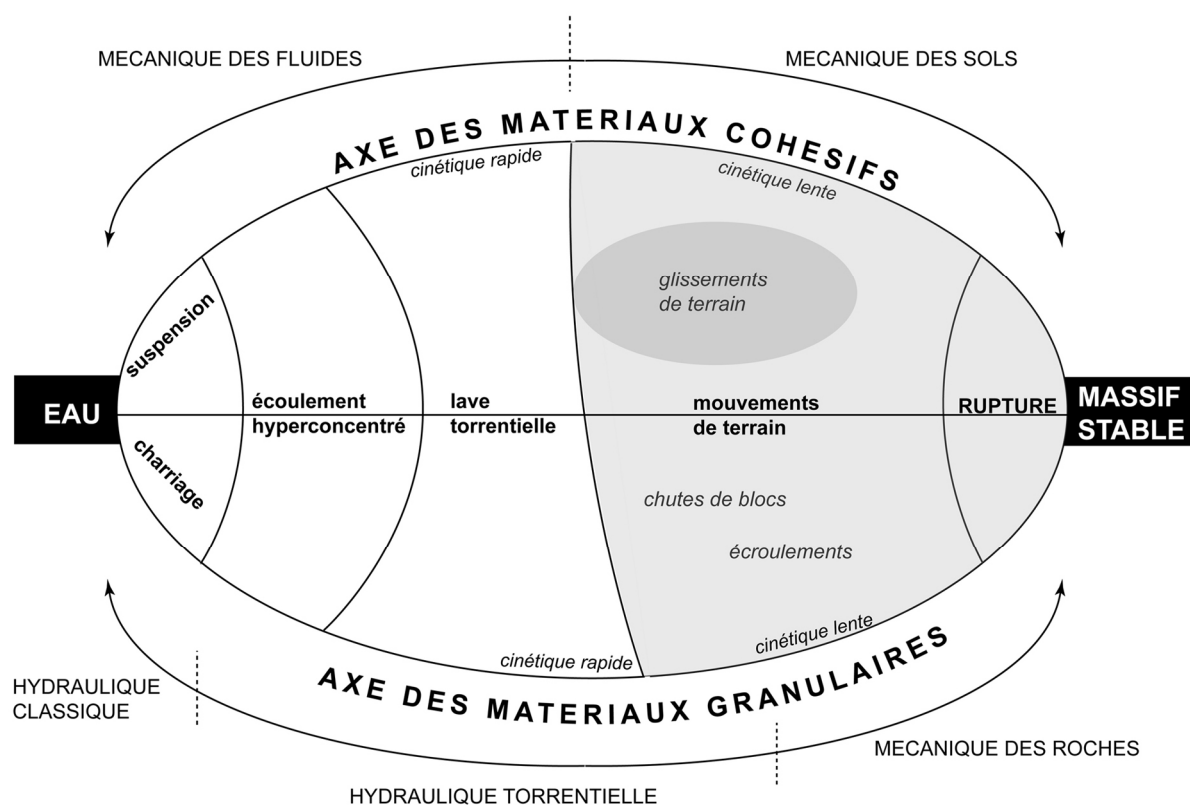


Figure 1 - Domaine de comportement des matériaux et positionnement des glissements de terrain, modifié de Meunier (1991).

Cependant, les limites entre processus ne sont pas aussi tranchées et certains glissements peuvent tendre vers des comportements plutôt viscoplastiques, comme c'est le cas des glissements-coulées caractérisés par des comportements rhéologiques situés entre la mécanique des sols et la mécanique des fluides (Malet, 2003). Ces glissements complexes trouvent leur origine dans la rupture d'un massif stable (déformation plastique) mais la liquéfaction du matériau déplacé (liée en partie à la libération d'eau interstitielle) amène celui-ci à se comporter par la suite comme une coulée « lente » avec des vitesses de déplacement de l'ordre de quelques mètres/an.

D'une manière générale, les glissements de terrain sont l'expression d'un déséquilibre des contraintes totales du sol amenant à une rupture le long d'un plan de glissement (Terzaghi, 1950). En théorie, on considère 2 composantes possibles : la composante translationnelle (fig.2.1) et la composante rotationnelle (fig.2.2).

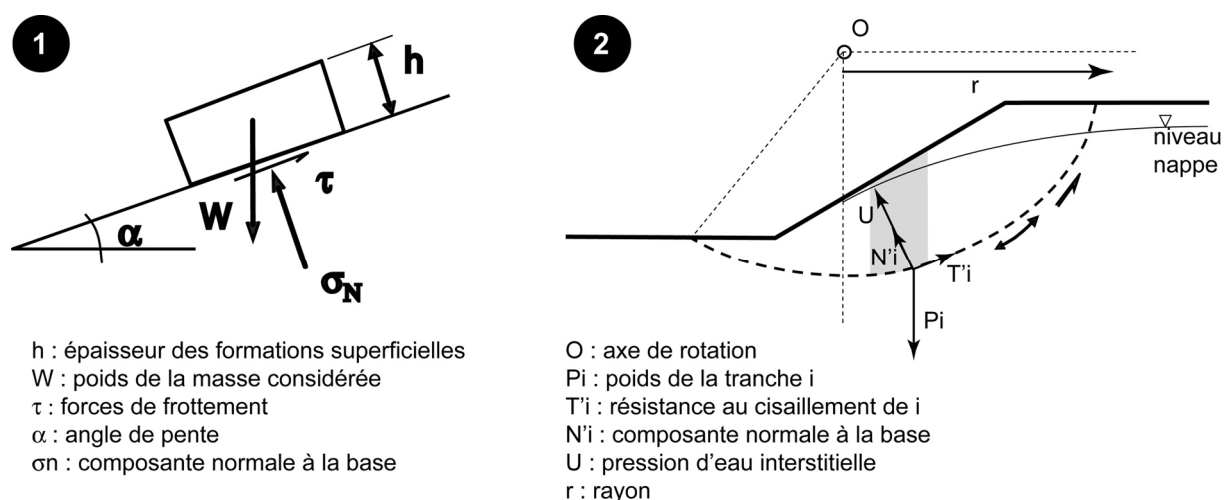


Figure 2 – Représentation schématisée des forces s'exerçant dans un glissement. 1) cas d'un glissement à composante translationnelle ; 2) cas d'un glissement à composante rotationnelle.

Dans le cas d'un déplacement translationnel de la masse de sol, la surface de rupture est plane et l'équilibre limite le long du plan de rupture est décrit par la relation (1) :

$$PT + T' = 0 \quad (1)$$

$$\text{avec } PT = P \sin \alpha \quad (2)$$

où PT est la composante tangentielle du poids des terres P , α est la pente du terrain et T' la force de résistance au cisaillement. La relation de Coulomb permet de relier la force de cisaillement effective PT et la force de normale PN aux caractéristiques mécaniques du sol (3) :

$$PT = c' + PN \tan \varphi' \quad (3)$$

$$\text{avec } PN = (P \cos \alpha) - U \quad (4)$$

où c' est la cohésion effective du sol, φ' l'angle de frottement interne effectif et U , la pression d'eau interstitielle du matériau considéré.

Le rapport entre les forces de résistance T' et les forces de cisaillement PT , appelé facteur de sécurité F_s , permet de calculer la stabilité des talus. À l'équilibre limite, $F_s = 1$. F_s diminue si P , U et α augmentent (suite par exemple à des précipitations météoriques ou bien à une augmentation de la pente du talus) ou si les caractéristiques mécaniques du sol c' et φ' diminuent (nature du matériau). De nombreux modèles de calcul de stabilité des pentes sont basés sur ce principe simple dit de « pente infinie », comme celui développé par Montgomery et Dietrich (1994).

Dans le cas d'un déplacement rotationnel, la surface de rupture décrit un cercle de rayon r et de centre O (fig.2.2). Comme pour les glissements translationnels, l'équilibre des pentes dépend du rapport entre les forces de résistances et les forces de rupture. Cependant, comme la surface de rupture est circulaire, le glissement est découpé en tranches égales et le calcul de stabilité développé précédemment est effectué pour chacune d'elle (Fellenius, 1927, 1936). Le facteur de sécurité correspond alors à la somme des moments des forces résistantes sur la somme des moments des forces de cisaillement, étant entendu que les relations intertranches sont considérées nulles. Cette approche a par la suite été améliorée par Bishop (1955) et Morgenstern et Price (1965) qui considèrent les interrelations entre les tranches. La méthode des Perturbations (Raulin *et al.*, 1974 ; Faure, 1985 ; Faure *et al.*, 1996) permet de calculer la stabilité d'un talus pour des plans de rupture quelconques.

Ces approches géotechniques permettent de quantifier, sur des bases physiques, les observations faites par les naturalistes. Il en ressort que la stabilité des versants dépend de la nature des matériaux (c' et ϕ'), de la pente du versant, du poids de la masse de matériau potentiellement instable et de l'état de saturation dudit matériau. Cependant, si ces approches permettent de comprendre et modéliser les mécanismes fondamentaux de la rupture des versants et de dégager les facteurs de contrôle importants, elles ne permettent pas de relater toute la diversité des formes rencontrées ainsi que leur complexité. En effet, cette complexité résulte de 3 caractéristiques majeures des glissements de terrain : leur morphologie (dérivée des processus de mise en place), leur cinétique et leur temporalité.

1.1.1. La morphologie

La morphologie d'un glissement de terrain dans des matériaux meubles est la résultante de la composante de déplacement, du style et de la répartition de l'activité ainsi que de la vitesse du mouvement. Dikau *et al.* (1996) ont considéré 2 composantes majeures de déplacement (rotationnelle et translationnelle), 5 types d'activités (simple, emboîté, multiple, complexe et composite) et 7 modalités de répartition de cette activité (progressif, rétrogressif, bidirectionnel, régressif, limité, en mouvement et en élargissement latéral).

Dans le cas où chacune des composantes s'exprime seule, Dikau *et al.* (1996) distinguent les glissements simples (occurrence unique dans le temps) des glissements emboîtés ou multiples (occurrences multiples dans le temps) (fig.3).

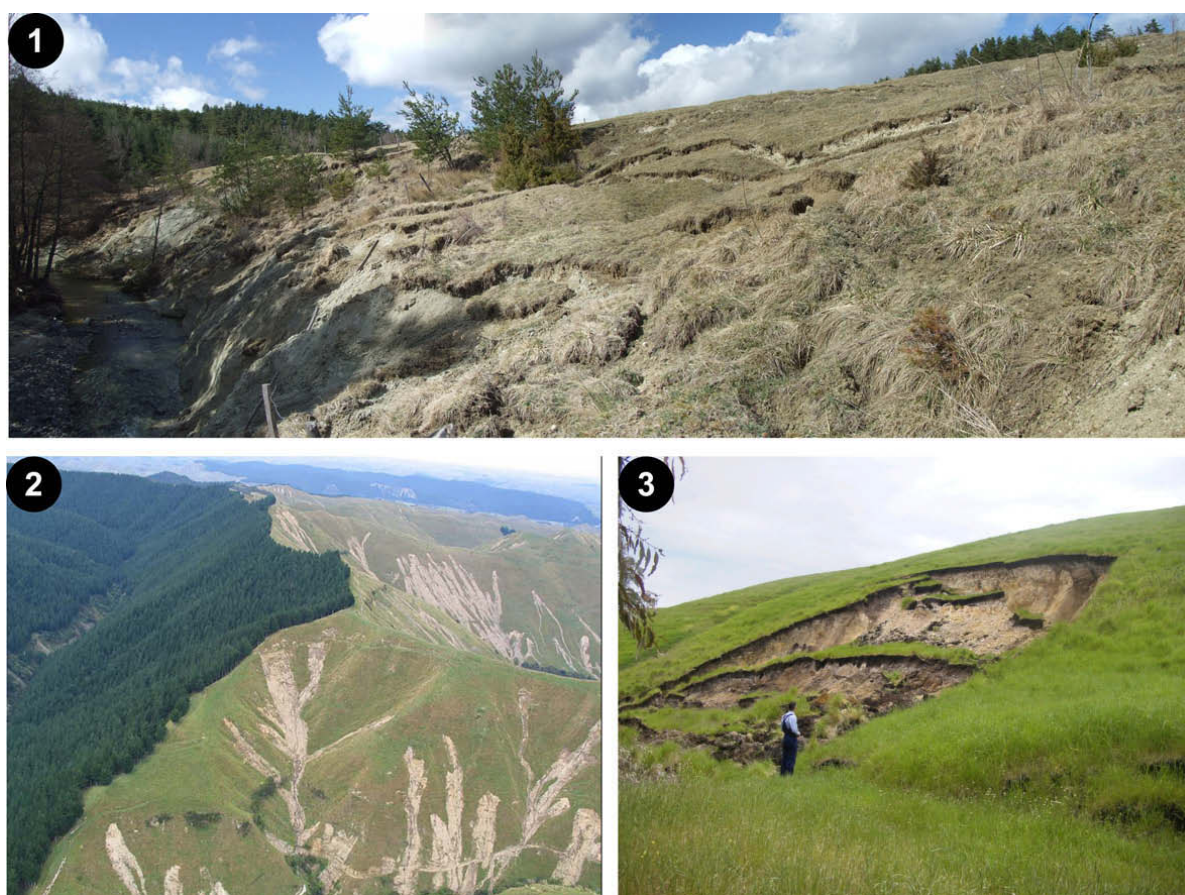


Figure 3 – Exemples de glissements « simples ». 1) fluage et glissements translationnels rétrogressifs multiples le long de la vallée de la Laussonne, bassin du Puy, France ; 2) nombreux glissements translationnels indépendants suite à de fortes pluies, Wanganui-Manawatu, Nouvelle Zélande (Crozier, 2005) ; 3) glissement rotationnel simple, Sheoaks, Australie, www.ccma.vic.gov.au/soilhealth/photos.htm

Dès lors que plusieurs composantes s'expriment (indépendamment ou en interaction) en même temps ou de manière décalée dans le temps, on considère le glissement d'ensemble comme complexe ou composite (**fig.4**).



Figure 4 – Exemples de glissements « complexes » d'ampleur. 1) complexe de glissements rotationnels rétrogressifs multiples sur 5 km, col d'Anai, escarpement de Massak Mallat, Nord Niger (Busche, 2001) ; 2) succession de blocs glissés dans une composante rotationnelle et fluages, Birdsall Brow landslide, Grande Bretagne (Foster et al., 2007) ; 3) glissement-coulée de Muskwa-Chisca, été 2001, Québec, Canada, www.rncan.gc.ca ; 4) glissement complexe ancien, Mam Tor landslide, Grande Bretagne, (Dixon & Brook, 2007)

Les exemples précédents montrent la diversité des formes résultant des combinaisons multiples entre la composante (rotationnelle ou translationnelle), le style d'activité (répartition de la ou des composantes dans le temps et l'espace) et la répartition de cette activité (modalité d'évolution du glissement suite à la rupture initiale). L'analyse ainsi faite de la morphologie est alors une première étape de la compréhension d'un phénomène, car elle renseigne sur les processus et modalités de

mise en place (cinématique) et sur sa genèse. La morphologie peut également renseigner sur l'état d'activité du phénomène et son âge (temporalité, formes émoussées avec le temps) ainsi que sur les vitesses de déplacement (cinétique), même si cette dernière caractéristique nécessite des investigations lourdes pour être bien décrite (voir §1.3.2).

1.1.2. La cinétique

La cinétique des glissements caractérise la vitesse de déplacement des matériaux lors de la phase initiale et/ou lorsqu'un phénomène a une activité prolongée dans le temps (Cruden & Varnes, 1996). Cette caractéristique est particulièrement importante dans les études d'aléa, car elle détermine la dangerosité du phénomène en question. Les phénomènes de déformations lentes ou de solifluxion sont considérés comme très lents à extrêmement lents (inférieur à 1.6m/an (Francou & Bertran, 1997 ; Baldi *et al.*, 2008)), le glissement-coulée de Super-Sauze est considéré comme lent (inférieur à 13m/mois (Malet *et al.*, 2002)) et certains *debris-flow* observés dans les Dolomites sont classés comme des phénomènes très rapides à extrêmement rapides (supérieur à 5m/s (Berti *et al.*, 1999)). La vitesse étant déterminée en grande partie par la rhéologie et l'état de saturation du matériau, il est possible de dégager une tendance liant la vitesse du phénomène à son type (fig.5).

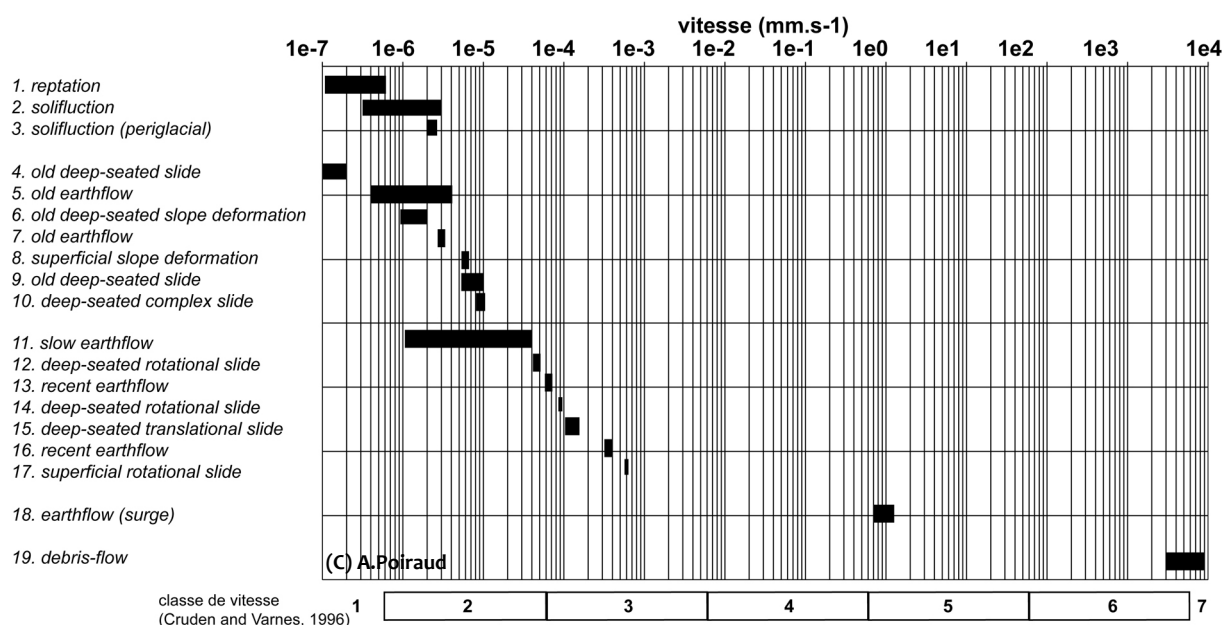


Figure 5 – Exemples de vitesses enregistrées par type de glissements (*les debris-flows ne sont pas considérés comme des glissements stricto sensu et ne servent ici que de comparaison*). 1) valeurs moyennes recueillies dans la littérature (Bertran *et al.*, 2004) ; 2) valeurs moyennes recueillies dans la littérature (Bertran *et al.*, 2004) ; 3) solifluxion, James Ross Island, Antarctique (Mori *et al.*, 2006) ; 4) Yuhuangge landslide, barrage des 3 gorges, Chine (Yin *et al.*, 2010) ; 5) Ca' di Malta landslide, Apennins septentrionaux, Italie (Mora *et al.*, 2003) ; 6) Patigno landslide, Apennins septentrionaux, Italie (Baldi *et al.*, 2008) ; 7) Alvera landslide, Dolomites, Italie (Corominas *et al.*, 2000) ; 8) glissement du Cros de Brive, bassin du Puy-en-Velay, France ; 9) Shuping landslide, barrage des 3 gorges, Chine (Wang *et al.*, 2008) ; 10) « Caracas viaduct » landslide, Venezuela (Salcedo, 2009) ; 11) Corvara landslide, Dolomites, Italie (Corsini *et al.*, 2005) ; 12) Avignonet landslide, Alpes, France (Bièvre, 2010) ; 13) Super-Sauze landslide, Alpes, France (Malet *et al.*, 2002 ; Malet, 2003) ; 14) Shiidomari landslide, Sado Island, Japon (Ayalew *et al.*, 2005) ; 15) Valicebre landslide, Pyrénées orientales, Espagne (Corominas *et al.*, 2000) ; 16) La Valette landslide, Alpes, France (Squarizoni *et al.*, 2005) ; 17) Katanoo landslide, Sado Island, Japon (Ayalew *et al.*, 2005) ; 18) Slano Blato landslide, Slovénie (Bizjak & Zupancic, 2009) ; 19) Debris-flow in 1997, Dolomites, Italie (Berti *et al.*, 1999).

On constate une progression des vitesses liées à la rhéologie du matériau instable avec une différence marquée entre le domaine des déformations à dominante viscoplastique (vitesses inférieures à 1e-5m.s⁻¹), le domaine des déformations à dominante plastique (classes de vitesse variables) et le domaine des écoulements (vitesses supérieures au m.s⁻¹). On remarque également à

travers les exemples présentés, une différenciation entre la réactivation de glissements anciens (rupture initiale au cours de l'Holocène, vitesse extrêmement lente à très lente) et le mouvement continu de glissements contemporains (première rupture à la fin du 20ème siècle ou au début du 21ème siècle, vitesse très lente à lente). Cet état de fait peut s'expliquer en partie par le regain de résistance résiduelle post-rupture des argiles avec le temps (Skempton, 1964). Ce phénomène a été observé dans les marnes noires calloviennes de la région de Barcelonnette, mais nécessite de plus amples investigations (Malet *et al.*, 2003). L'évolution de la cinétique d'un mouvement dans le temps renseigne également sur son potentiel de rupture. Zangerl *et al.* (2009), Salcedo (2009), Okamoto *et al.* (2004), entre autres, ont observé des profils de vitesses instantanées exponentiels en phase de pré-rupture, la rupture se déclenchant dès lors que les profils des vitesses s'approchent de la verticale. Ce comportement « préparatoire » est illustré par une *creep-curve* de forme sigmoïde (fig.6).

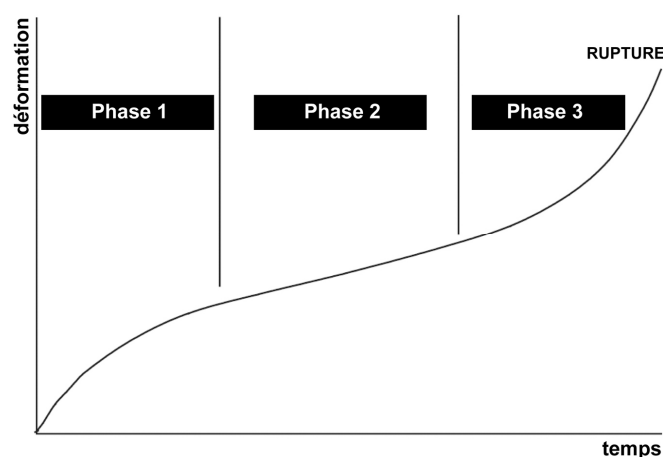


Figure 6 – Modèle conceptuel de l'évolution de la déformation le long du plan de glissement, sous contrainte constante, en fonction du temps.

Dans cette hypothèse, la déformation du matériau le long du plan de glissement à travers le temps passe par 3 phases. La première phase correspond à un fluage qui commence dès l'application d'une charge et tend à décroître de façon monotone avec le temps. La seconde phase est caractérisée par une déformation constante, linéaire. Dans ce cas, si la contrainte est maintenue et suffisante, on constate une augmentation de la déformation de façon exponentielle (phase 3) qui aboutit à la rupture et au déclenchement d'un glissement qui peut être rapide.

1.1.3. La temporalité

La temporalité d'un glissement replace ce phénomène dans le temps, ce qui permet d'établir son état d'activité, mais également sa fréquence d'activité et les modalités de cette activité, informations nécessaires pour déterminer la morphologie d'un glissement, mais également pour juger des rythmes de son évolution. La temporalité des glissements est intimement liée aux temporalités des facteurs déclenchants ou dynamiques (*triggering factors*). Flageollet (1996) a consacré un article de synthèse à cette question. L'auteur, dans un objectif de caractérisation de l'aléa, lie l'état d'activité d'un glissement à sa période de retour (échelle logarithmique) et donc à son âge (fig.7). Les coupures de classes correspondent à des logiques d'activité humaine.

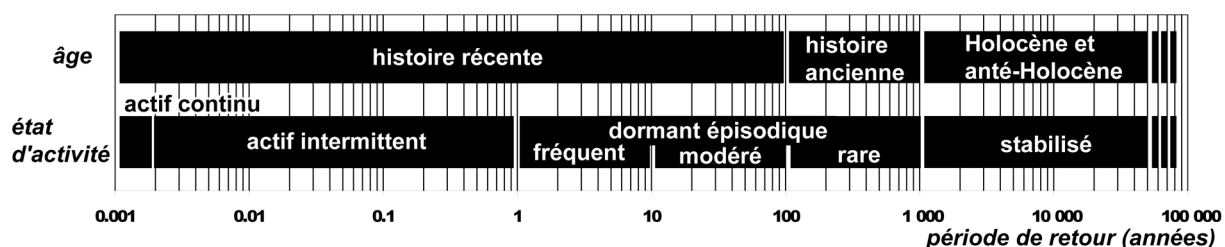


Figure 7 – Synthèse de la relation âge/état d'activité proposée par Flageollet (1996)

La classe « stabilisée amène cependant à se poser quelques questions. En effet, un glissement dit « stabilisé » n’a pas connu d’activité depuis au moins 1000 ans...et pourtant, peut-on le considérer comme véritablement inactif ?

Dapples (2002) a montré que les glissements du Honberg et de Schlossisboden (glissements complexes) ont connu des phases d’inactivité prolongées supérieures à 1000 ans entre 10 et 5Ka BP. Pour autant, ces glissements sont soumis à de nombreuses réactivations depuis le Subboréal, le glissement de Schlossisboden connaissant des déformations supérieures de 10 cm/an en certains endroits. Hradecky *et al.* (2007), en Silésie (République Tchèque), ont conclu, au sujet d’un vaste glissement complexe, à l’existence de longues phases d’inactivité entre la rupture initiale tardiglaciaire et les réactivations à partir du Subboréal. La question du lien entre temporalités, âge et activité d’un glissement reste donc éminemment complexe, d’autant plus concernant les glissements d’ampleur, complexes ou composites qui, par définition, sont construits par plusieurs processus pouvant se succéder dans le temps.

Il convient de distinguer plusieurs niveaux de temporalité, chacun étant caractérisé par des longueurs d’ondes et des magnitudes différentes et les uns pouvant être emboîtés dans les autres.

À l’échelle de l’Holocène par exemple, nous pouvons distinguer 3 niveaux de temporalités emboîtés :

- une phase d’instabilité majeure (niveau de temporalité I, forte magnitude, passage à un interglaciaire) due à des phénomènes paraglaciers, notamment les effets de décompression (Cossart *et al.*, 2008 ; Deline, 2008 ; Sellier, 2008 ; Mercier, 2010) ou la fonte du pergélisol (Huscroft *et al.*, 2003 ; Lewkowicz & Harris, 2005 ; Panek *et al.*, 2010),
- une phase de regain d’activité au Subboréal (niveau de temporalité II, magnitude moyenne, variation au sein de l’interglaciaire) liée à une oscillation fraîche et humide (Dapples, 2002 ; Soldati *et al.*, 2004 ; Hradecky *et al.*, 2007 ; Van-den-Eeckhaut *et al.*, 2007 ; Panek *et al.*, 2008a ; Gioia *et al.*, 2010),
- une phase d’accentuation d’épiphénomènes lors du Petit Âge Glaciaire (PAG, temporalité de niveau III, magnitude faible, variation au sein d’une variation de l’interglaciaire) marquant une oscillation fraîche au sein du Subatlantique (Grove, 1972 ; Gonzalez-Diez *et al.*, 1996).

A ces niveaux de temporalités rythmées par les oscillations climatiques, dépendantes en partie de rythmes d’évolution des paramètres orbitaux (Milankovitch, 1930 ; Covey, 1984 ; Beer *et al.*, 2000) et de la circulation thermohaline (Bianchi & McCave, 1999 ; Stocker, 2000), s’adjoignent des temporalités plus aléatoires comme les séismes, élément important de déclenchement de glissements de terrain (Keefer, 1984, 2002 ; Evans *et al.*, 2009 ; Koukis *et al.*, 2009 ; Havenith & Bourdeau, 2010). S’il est possible de réaliser des cartes de probabilité d’intensité sismique (Giardini *et al.*, 2003 ; Del-Gaudio & Wasowski, 2004), il est par contre plus difficile, pour un site donné, d’établir une cyclicité des événements sismiques, d’où le caractère stochastique du phénomène. Enfin, les temporalités et modalités de l’évolution géomorphologique d’ensemble d’une région, notamment la position du système géomorphologique dans le « cycle d’érosion », vont également influencer sur le niveau de déséquilibre du système et donc sur sa sensibilité aux instabilités gravitaires (Brunsden & Thornes, 1979 ; Thomas, 2001 ; Phillips, 2007). Cet aspect sera développé dans les chapitres 4 et 6 à propos des « hyperfacteurs ».

Cette complexité des successions et des emboîtements de temporalités de différentes cyclicités (cycle long, court ou stochastique) et de différentes amplitudes (forte magnitude des phénomènes ou non) est partiellement exprimée par la relation fréquence/magnitude (**fig.8.1**). Cette relation a d’abord été découverte en sismologie par Gutenberg & Richter (1954) et lie le nombre de séismes par unité de temps, N , avec la magnitude maximale, m (5) :

$$\text{Log}_{10}N(m) = a - bm \quad (5)$$

avec a , paramètre décrivant l'intensité sismique de la région et b , paramètre variant peu (0.8-1.2) en fonction de la région. Cette relation peut également s'exprimer sous la forme d'une loi puissance (6) :

$$N(A) \approx A^{-b} \quad (6)$$

Avec $N(A)$, nombre de séismes avec une surface touchée supérieure à A et b , exposant de la loi, dépendant de la région étudiée. Cette distribution est considérée comme scalairement invariante, car $N(A)$ variera d'un facteur λ^{-b} pour une variation λA . En ce sens, les distributions suivant des lois puissances sont considérées fractales (Turcotte, 1997 ; Sornette, 2000 ; Hergarten, 2002). Cette loi a été appliquée à l'étude de plusieurs risques naturels, le terme b étant alors caractéristique de la région, mais également du phénomène étudié (**fig.8.2**). Ce terme est particulièrement variable pour les glissements de terrain.

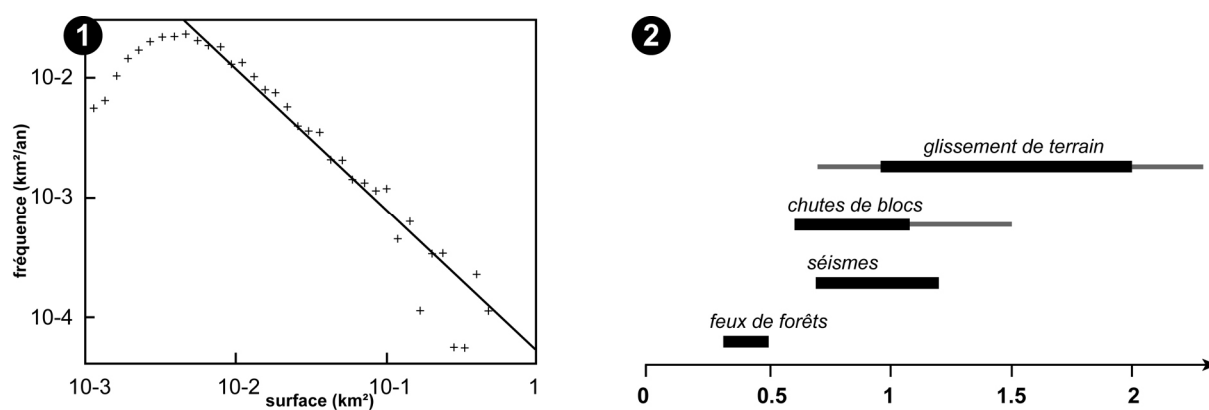


Figure 8 – Exemple d'applications de la loi puissance à la distribution de glissements de terrain, modifiés de Hergarten (2003). 1) exemple d'une distribution de glissements de terrain, Alpes du Sud, Nouvelle-Zélande ; 2) valeurs absolues prises par l'exposant b en fonction de l'aléa étudié.

Conceptuellement, la distribution fréquence/magnitude d'un phénomène selon une loi puissance décrit la distribution fractale dudit phénomène, et est comparé au modèle de la pile de sable (*sandpile model* (Hergarten, 2003 ; Rouai & Jaaidi, 2003)) caractéristique des systèmes auto-organisés. Certains auteurs tendent sur ces bases à considérer les glissements de terrain comme des systèmes complexes (Turcotte, 1997 ; Sornette, 2000).

En conclusion, les glissements de terrain sont des objets complexes, aux morphologies et processus variés, et dépendant de temporalités multiples s'emboîtant les unes avec les autres. Ils nécessitent donc une approche pluridisciplinaire afin d'englober au maximum cette complexité et d'établir des liens entre les connaissances analytiques et synthétiques, à divers niveaux d'échelles spatiales et temporelles (**fig.9**).

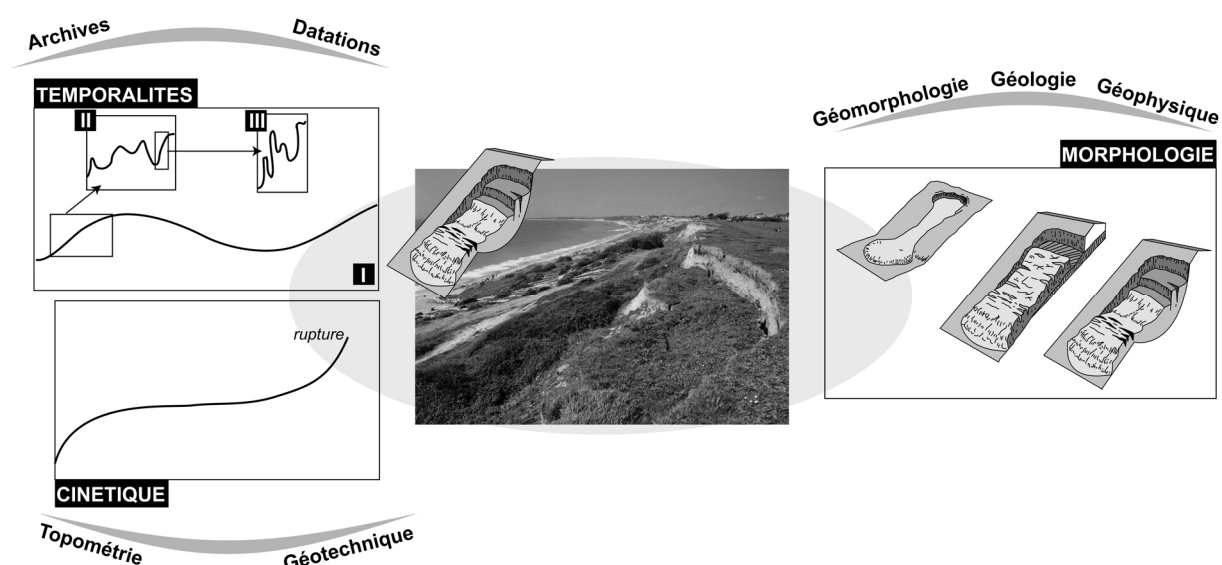


Figure 9 – Caractérisation pluridisciplinaire de l'objet « glissement de terrain »

Plusieurs méthodes d'investigation sont à la disposition du scientifique pour mener à bien l'étude des glissements de terrain (§1.3). Un des objectifs majeurs de toute caractérisation est de pouvoir classer, au final, l'objet étudié parmi des types prédéfinis afin d'autoriser des comparaisons et de mettre en évidence des analogies de fonctionnement entre plusieurs glissements. Les typologies existantes (§1.2) sont multiples et s'appuient sur des critères de classement dépendant avant tout des objectifs pour lesquels elles ont été conçues.

1.2. Glissements de terrain et typologies

L'évolution des typologies du 19^{ème} au 21^{ème} siècle est assez bien corrélée aux évolutions de la science et des techniques et on peut y lire les changements de paradigmes qui ont accompagné les disciplines s'intéressant à cet objet. Les typologies tentent de décrire et classer les mouvements de terrain selon des critères morphologiques, rhéologiques, cinétiques, de temporalités, etc. Nous distinguons les typologies naturalistes de la fin du 19^{ème} siècle et du début du 20^{ème} siècle de celles plus élaborées conçues à partir des années 50.

1.2.1. Les typologies « naturalistes »

En 1875, Balzer (1875) établit une première distinction entre les mouvements selon les matériaux qui les composent : roche, sol et boue. Cette classification, simple au demeurant, n'en demeure pas moins fondamentale, car elle distingue les 3 domaines de comportement des matériaux (mécanique des roches, des sols et des fluides) que l'on retrouvera dans les classifications rhéologiques postérieures. Il considère également trois types de mouvement, à savoir, les chutes (*falls*), les glissements (*slides*) et les écoulements (*flows*).

Dans le même temps, Heim (1882) précise cette première classification en distinguant pour les roches, les roches solides (massif) des roches à l'état de débris. Sa proposition reste cependant basée sur une distinction entre matériaux. Sa classification proposée quelques décennies plus tard, tout en restant limitée aux glissements rocheux alpins, s'enrichira en intégrant l'état de l'eau dans les phénomènes et proposera une vingtaine de types différents (Heim, 1932).

Howe (1909) ajoute aux précédentes classifications les phénomènes de *creeping* (au sens de reptation) ainsi que les petits glissements de type rotationnels (*slump*). Il enrichit également la catégorie des glissements proprement dits (*slides*).

Ladd (1935), dans une optique d'application au génie civil, fonde sa classification sur la nature et la structure des matériaux. Il distingue les différents types d'écoulement, des ajustements de versants, des glissements structuraux ou des stratifications perturbées.

En 1938, l'étude du *Willey landslide* en Nouvelle Angleterre amène Sharpe (1938) à proposer un type de mouvement « complexe » mêlant glissement de terrain à proprement parlé – “...*initial movement and progress on the steep upper part of the course is caused by slippage*” – et mouvements fluides – “...*where the accumulated momentum and a high water content cause the mass to flow forward in a manner similar to a typical mud-flow*” – ce qui l'amène à classer ce type de phénomène comme *debris avalanche*. Il prend en compte l'état de saturation du matériau considérant qu'il a, pour un même matériau, des conséquences majeures en termes de comportement. Sharpe propose une classification avec comme clé d'entrée, le type de mouvement doublé de sa cinétique, et le type de matériau enrichi de l'état de l'eau qu'il contient (**fig.10**).

MOVEMENT		EARTH or ROCK			
KIND	RATE	ICE			WATER
		CHIEFLY ICE	EARTH OR ROCK PLUS ICE	EARTH OR ROCK, DRY OR WITH MINOR AM'TS OF ICE OR WATER	EARTH OR ROCK PLUS WATER
SIDE	FLOW	GLACIAL TRANSPORTATION	ROCK - CREEP		
			TALUS - CREEP		
			SOIL - CREEP		
			SOLIFLUCTION		
FREE	SLIP (LANDSLIDE)	GLACIAL TRANSPORTATION	EARTHFLOW		
			MUDFLOW		
			DEBRIS-AVALANCHE		
			DEBRIS-AVALANCHE		
WITH	SLIP (LANDSLIDE)	GLACIAL TRANSPORTATION	SLUMP		
			DEBRIS-SLIDE		
			DEBRIS-FALL		
			ROCK SLIDE		
NO FREE SIDE	SLIP or FLOW	GLACIAL TRANSPORTATION	ROCK FALL		
			SUBSIDENCE		

Figure 10 – Classification de Sharpe (1938)

Cette classification est une première synthèse des travaux réalisés auparavant et constitue le premier ouvrage publié sur la question aux États-Unis.

Ward (1945), dans son étude des instabilités de la *Kent Coast* à Folkestone Warren, a intégré une description de la composante rotationnelle du mouvement, en parlant de « *slumping* ». La

profondeur ainsi que la composante de déplacement sont alors considérées et décrivent le processus.

1.2.2. Les typologies élaborées

Le développement de la géotechnique et de la connaissance des processus physiques a fortement contribué à alimenter les réflexions sur les typologies. À partir des années 50, celles-ci se complètent et se complexifient.

Skempton (1953) considère que les mécanismes de rupture diffèrent en fonction de la profondeur du glissement et il sépare les glissements superficiels des glissements profonds. Il développe son analyse en s'appuyant sur le modèle de pente infinie (Skempton & DeLory, 1957). Dans l'hypothèse d'un versant composé d'une couche de formation meuble (régolithe) reposant sur la roche en place, la cohésion apparente du régolithe sous conditions de saturation totale, peut être considérée comme nulle. La stabilité de la masse dépend donc uniquement de la valeur de son angle de friction interne. La pente du versant devient donc l'élément majeur de contrôle. Skempton (1953) propose alors de discriminer les glissements en fonction du rapport D/L (avec D , profondeur maximale du glissement et L , longueur maximale du glissement). Cette vision admet bien une relation entre morphologie (D/L et profondeur du glissement) et processus sous-jacent de rupture.

Les classifications proposées par Hutchinson (1968 ; 1988) sont certainement les plus complètes produites jusqu'à lors, mais également les plus complexes. La première classification (1968) comporte 3 classes de phénomènes principaux ; le *creep*, les phénomènes gravitaires en milieu froid et les mouvements de terrain. Dans le détail, chaque phénomène est décomposé selon une logique qui lui est propre et il n'existe pas de continuité descriptive (fig.11).

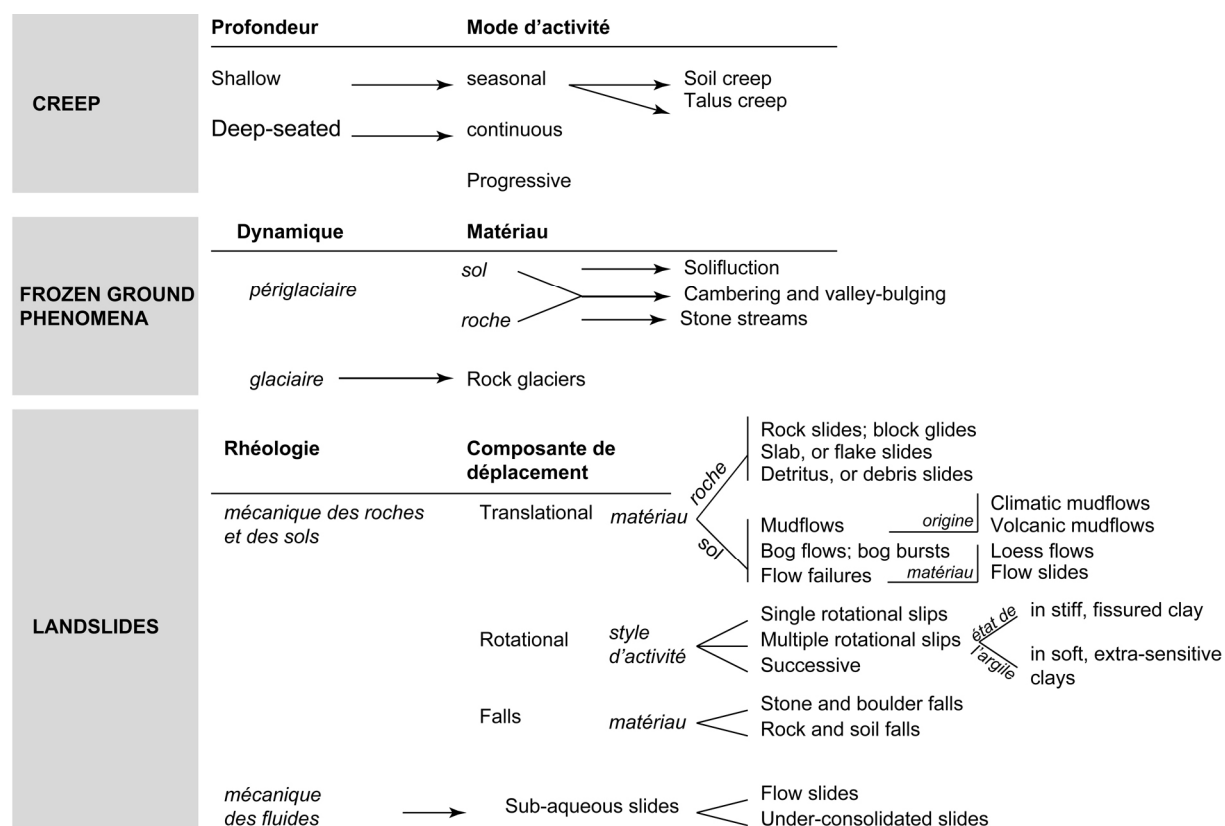


Figure 11 – Classification de Hutchinson (1968). Les termes en italique correspondent à l'interprétation des caractéristiques prises en compte pour la classification. Les termes anglophones d'origine ont été conservés.

Hutchinson mélange plusieurs paramètres afin de classer les mouvements :

- des paramètres morphologiques : profondeur pour le *creep*, composante de déplacement pour les glissements rocheux ou de sol,
- des paramètres d'activité : mode d'activité pour le *creep*, style d'activité pour les glissements rocheux ou de sol,
- des paramètres rhéologiques : domaine mécanique pour les glissements, type de matériau pour les phénomènes en contexte froid et les glissements, état des argiles pour les *multiple rotational slips*,
- des paramètres de géomorphologie climatique : il différencie les formes glaciaires et périglaciaires pour les phénomènes en contexte froid,
- des paramètres génétiques : pour les *mudflows*, il différencie les coulées d'origine climatique de celles d'origine volcanique ou pyroclastique.

Le processus de hiérarchisation de cette classification est difficile à saisir, car il n'existe pas une progression « logique » des critères. La première séparation entre *creep*, phénomènes de contexte froid et glissement peut se faire selon la présence d'une surface de glissement ou non ainsi que la cinétique du mouvement, mais ce premier découpage reste très subjectif. De plus, certains phénomènes comme les *flow slides* peuvent se trouver dans plusieurs catégories (c'est une variation des *translational slides* mais également une variation des *sub-aqueous slides*, soit une même dénomination pour un phénomène classé dans 2 domaines rhéologiques différents). Certaines dénominations relèvent plus du cas particulier que d'un type générique (cas des *multiple rotational slides* dans des argiles fissurées ou non). Il n'en demeure pas moins que cette classification reste très complète du fait de l'utilisation de critères de différenciation variés.

Hutchinson (1988), 20 ans plus tard, propose une nouvelle version de sa première typologie, s'inspirant de la classification de Varnes (1978). Cette nouvelle mouture reprend en partie les types de la classification de 1968, mais disposés de manière différente, et enrichie de types nouveaux (**fig.12**). La première clé d'entrée reste partiellement subjective, mais on pourrait considérer une séparation entre « mouvements de fond », lents et couvrant une longue période de temps (plusieurs décennies voire plusieurs siècles) qui regrouperaient le *creep* et *rebound*, et « mouvements événementiels » liés à une rupture d'équilibre plus ou moins soudaine (*landslides*, *falls* et *debris-movement*). Les mouvements de type *topple* et *sagging* seraient considérés comme mixtes. La séparation entre *landslides*, *falls* et *debris-movement* est très claire. La composante verticale ou latérale du mouvement sépare bien les *landslides* des *falls* tandis que le comportement rhéologique fluide des *debris-movements* isole bien les phénomènes de ce groupe. En tout cas, chaque grand type est assez bien défini par ses processus d'origine et présente une certaine homogénéité. Ceci est moins vrai pour le groupe des glissements complexes (*complex slope movements*) qu'il est plus difficile de définir. En effet, ce groupe réunit des phénomènes aux origines variées (sapement basal, liquéfaction et altération des argiles...), aux échelles spatiales et temporelles différentes (*valley-bulging* et glissement-coulées), etc. Ce groupe est composite et rassemble des types difficilement classables ailleurs. On pourrait le considérer comme un groupe « par défaut », n'ayant pas d'existence propre. Globalement, cette seconde classification est plus complète, plus détaillée et mieux hiérarchisée. Les frontières entre chaque type sont moins poreuses ce qui réduit la subjectivité de l'utilisateur. Cette classification reste actuellement très employée dans la littérature scientifique ou technique même si elle est supplantée par la typologie de Varnes (1978).

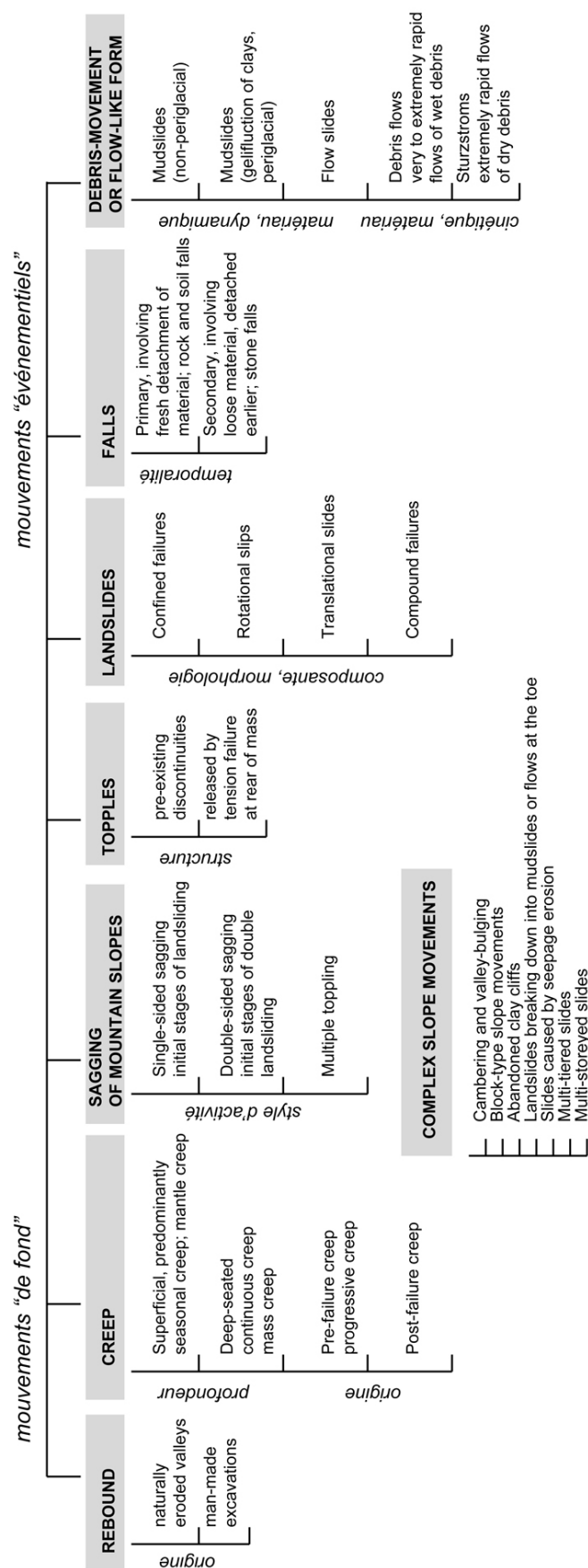


Figure 12 – Classification de Hutchinson (1988). Les termes en italique correspondent à l'interprétation des caractéristiques prises en compte pour la classification. Les termes anglophones d'origine ont été conservés.

Varnes (1978) propose une typologie reposant sur 2 axes majeurs : le type de mouvement (composante, processus) et le type de matériau (mécanique des roches et mécaniques des sols en séparant les *débris* des *terres*) (**fig.13**). La logique de séparation de l'axe 1 (composante, processus) suit l'évolution du mode de déplacement :

- *Falls* : détachement et chute verticale d'un élément depuis une falaise ou un escarpement marqué. L'objet en déplacement peut par la suite être sujet aux rebonds et trajectoires paraboliques.
- *Topples* : basculement d'un élément selon un axe de rotation situé sur son 1/3 inférieur. Les *topples* sont parfois liés à la déformation d'une couche sous-jacente plus tendre (fluage), le point de pivot se situant alors à la base du bloc en basculement.
- *Slides* : glissement d'un élément mobile sur un élément fixe le long d'une surface de rupture. Varnes (1978) considère 2 composantes majeures, à savoir, la composante rotationnelle (déplacement d'une masse le long d'une surface de rupture circulaire) et la composante translationnelle (déplacement d'une masse le long d'une surface de rupture plane).
- *Lateral spreads* : déplacement d'éléments latéralement les uns aux autres selon une dynamique d'extension régressive. Les structures obtenues peuvent aller vers des modèles en horst et graben.
- *Flows* : ces phénomènes sont caractérisés par un comportement fluide ou visqueux et mobilisent des matériaux peu ou pas consolidés. Cependant, cette définition n'est pas aussi rigoureuse que cela, car cette classe regroupe également les phénomènes de fluage lent ou de fauchage profond (*gravitational sagging*) dont les déformations relèvent plus du domaine plastique que visqueux. Le *creeping* fait également partie de cette classe. Ces phénomènes de fluage lents sous contrainte constante peuvent s'accélérer par la suite jusqu'à la rupture.
- *Complex* : les différents mouvements décrits précédemment peuvent se combiner pour donner des mouvements composites ou complexes.


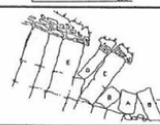
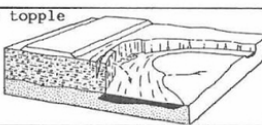
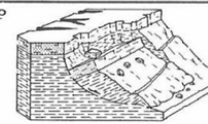
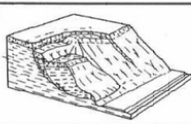
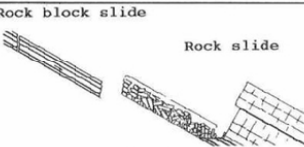
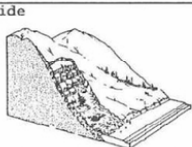
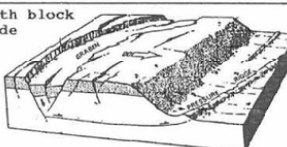
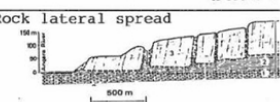
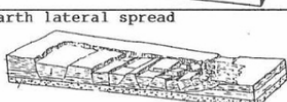
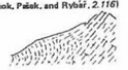


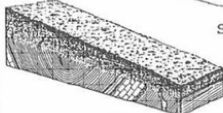


TYPE OF MOVEMENT	TYPE OF MATERIAL		
	BED ROCK	ENGINEERING SOIL	
		DEBRIS	EARTH
I. FALLS	Rock fall 	Debris fall	Earth fall
II. TOPPLES	Rock topple 	Debris topple 	Earth topple
III. SLIDES A. ROTATIONAL	Rock slump 	Debris slump	Earth slump 
	Rock block slide  Rock slide	Debris slide 	Earth block slide 
IV. LATERAL SPREADS	Rock lateral spread 		Earth lateral spread 
V. FLOWS	Gravitational sagging (Nemcek, Palak, and Rybář, 2.1961)  (Zischinsky, 2.1964) 	Debris avalanche  Soil creep 	Rapid earth flow (Quick clay flow)  Earth flow 

Figure 13 – Classification abrégée de Varnes (1978)

L'axe 2 décompose les matériaux mis en jeu selon qu'ils relèvent de la mécanique des roches (*bedrock*) ou de la mécanique des sols (*engineering soil*), cette dernière rubrique étant elle-même séparée en matériaux de type débris ou de type terreux.

Nous voudrions revenir sur l'ambiguïté du *creeping* et du fauchage (au sens géologique du terme), classés parmi les *flows* dans la classification de Varnes. La contrainte à l'origine de ces mouvements est plus ou moins constante et suffisante pour induire une déformation du matériau, mais insuffisante pour créer sa rupture. Cette déformation, clairement plastique dans le cas du fauchage et grains par grains dans le cas du *creeping*, ne relève donc pas de la mécanique des fluides. Dans le cas où ce type de mouvement est préparatoire à une rupture (**fig.6**), il ne produit pas exclusivement des phénomènes de type *flows*. Hutchinson, dans sa classification de 1988, a conservé une catégorie relative aux phénomènes de *creep*, considérant qu'il s'agissait d'un phénomène fondamental de premier ordre qu'on ne pouvait regrouper parmi une classe supérieure. La différence de morphologie, de comportement et de processus entre ces fluages lents, fauchages et les phénomènes relevant réellement de l'appellation *flows* justifierait le classement de ces phénomènes dans une autre catégorie. Par contre, contrairement aux remarques faites concernant les classifications d'Hutchinson (1968 ; 1988), la classification de Varnes propose des types génériques construits à partir des 2 axes. La classe « *complex* » est une classe propre résultant de la combinaison des types simples décrits auparavant. Cette classification a donc le mérite d'être à la fois générique, mais également, de par sa construction, adaptable aux objets vus sur différents terrains. C'est certainement pour cette raison qu'elle fut et qu'elle est encore très employée.

Au début des années 1990, l'*International Association of Engineering Geologists* (IAEG) et les Nations Unies (UNESCO) ont lancé une politique de recherche afin de formaliser les terminologies à travers l'inventaire mondial des mouvements de terrain (*Working Party on the World Landslide Inventory, WP/WLI*). Cet inventaire ainsi que les recherches parallèles menées en Europe et en Amérique du Nord, ont conduit, aux États-Unis, à la révision de la classification de Varnes dans le détail (Cruden & Varnes, 1996). Les grandes lignes de la classification de 1978 sont cependant conservées. En Europe, Dikau *et al.* (1996) et le projet EPOCH (The Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community) ont approfondi les approches en précisant les types, distributions et état d'activité définis par Varnes (1978) et déclinés sur 5 types de mouvements de base (**fig. 14**). La classification complète de Dikau *et al.* (1996) est présentée en **annexe I**.

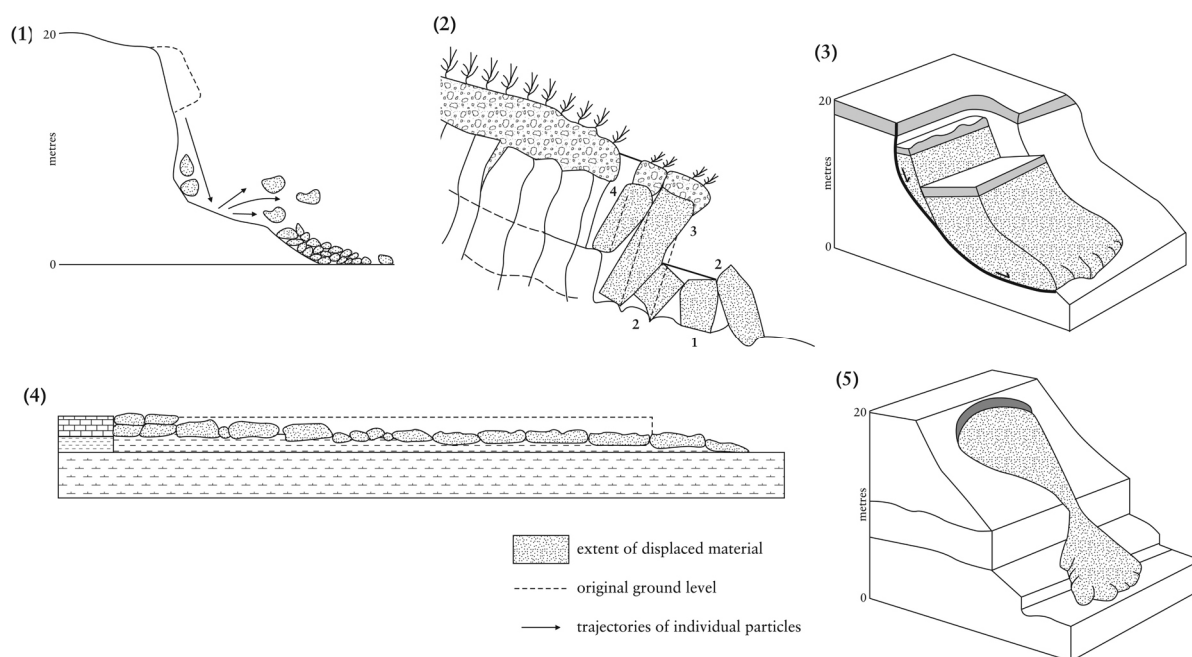


Figure 14 – Les 5 types de mouvements de base, adapté de Dikau *et al.* (1996). 1) chutes (*falls*) ; 2) basculement (*topples*) ; 3) glissements (*slides*) ; 4) déplacements latéraux (*lateral spread*) ; 5) écoulements (*flows*).

Les classifications de Dikau *et al.* (1996), Hutchinson (1988), Cruden & Varnes (1996) et EPOCH (1993) sont compatibles entre elles et peuvent être synthétisées par la classification simplifiée de EPOCH, conseillée par Dikau *et al.* (1996) (**fig. 15**). La classe *Debris* est caractérisée par moins de 80% de sables et de fines tandis que la classe *Soil* contient plus de 80% de sables et de fines.

Notons que le *creep* n'apparaît pas dans cette classification, mais est considéré par Dikau *et al.* (1996) et Cruden & Varnes (1996) comme un phénomène de type « écoulement » (*flows*) et caractérisé par une « *failure surface rarely clearly defined* » (Dikau *et al.*, 1996). Seul Hutchinson (1988), dans les classifications « modernes », conserve une classe à part pour ces phénomènes.

MOVEMENT TYPE		MATERIAL		
		Rock	Debris	Soil
FALL		Rock Fall	Debris Fall	Soil Fall
TOPPLE		Rock Topple	Debris Topple	Soil Topple
SLIDE	Rotational	single (slump) multiple successive	single multiple successive	single multiple successive
	Translational	Block Slide	Block Slide	Slab Slide
	Planar	Rock Slide	Debris Slide	Mud Slide
LATERAL SPREADING		Rock Spreading	Debris Spread	Soil (Debris) Spreading
FLOW		Rock Flow (Sackung)	Debris Flow	Soil Flow
COMPLEX (with run-out or change of behaviour downslope; note that nearly all forms develop complex behaviour)		e.g. Rock avalanche	e.g. Flow Slide	e.g. Slump - earthflow

Figure 15 – Classification proposée au terme du programme EPOCH (1993).

La dernière classification majeure est celle mise au point par Hungr *et al.* (2001) et qui porte sur les mouvements de type « écoulement ». Dans leur article, les auteurs considèrent les écoulements comme des déplacements de masses fluides sur un lit rigide avec une différence notable de comportements entre les 2 entités. La solifluxion et le *creep* ne présentant pas cette différence de comportement entre le substrat et la masse en mouvement, ces phénomènes ne sont pas pris en compte dans l'étude. Les auteurs proposent une classification basée sur la granulométrie du matériau, le taux de saturation, la vitesse et des éléments divers comme l'existence d'un chenal, etc. En conclusion, Hungr *et al.* proposent une matrice de correspondance entre leurs termes et ceux utilisés par Varnes (1978) et Hutchinson (1988). Ils proposent une homogénéisation des termes et clarifient ainsi le vocabulaire.

1.2.3. Synthèse et critiques

L'article de Schroder *et al.* (2005) réactualise un précédent travail réalisé sur les typologies à travers le 20^e siècle (Hansen, 1984). Il passe en revue les principaux critères retenus ainsi que leur évolution dans le temps, précise la terminologie employée pour les matériaux et les mouvements et décrit les types de mouvements retenus officiellement. Nous n'allons pas détailler ces éléments qui ont déjà fait part de développements précédents, mais nous nous attarderons sur le tableau 1 de l'article, réactualisé par nos soins (**fig.16**), afin de comprendre l'évolution des classifications à travers le temps, mettre en évidence les critères intemporels de ceux qui ont suivi une mode ou de ceux encore qui annoncent de nouvelles formes d'appréhension de ces formes du terrain. Au total, 34 classifications de 1875 à 2001 sont analysées en fonction de leurs critères de regroupement en hiérarchisant ces derniers selon qu'ils sont majeurs (critère d'entrée dans la classification), secondaires (critères permettant de dissocier des mouvements au sein d'une même classe) ou mineurs (critère de distinction de détail).

Finalement, 6 critères retiennent notre attention.

En premier lieu, la persistance des critères ayant trait au type de mouvements et au type de matériaux depuis plus d'un siècle atteste de leur robustesse pour caractériser un mouvement. Le critère « matériau » est souvent secondé par son état de saturation en eau, élément essentiel pour

qualifier sa plasticité ou sa liquidité (Atterberg, 1911). Le critère lithologique a été utilisé, parfois exclusivement, entre 1928 et 1972. Ce critère est en effet pertinent pour les typologies locales (des types de mouvement sont associés à des lithologies particulières), mais est plus délicat à utiliser pour une typologie générique. Les concepts relatifs aux types de mouvements ont quelque peu évolué au cours du temps (notamment les mouvements complexes) et le vocabulaire utilisé n'a pas été standardisé pendant longtemps ce qui a conduit à la multiplication de termes à usages « locaux ». En second lieu, la forme de la surface de rupture est essentiellement utilisée pour les glissements de terrain (*slides*) afin de différencier les mouvements translationnels des rotationnels. Ce critère apparaît tard (1937) et n'est que secondaire, voire mineur, dans les classifications. Le nombre d'unités est également un critère tardif (1953) et il est essentiellement mineur, utilisé pour préciser des sous-types. Les critères de vitesse de mouvement sont utilisés en facteur secondaire et mineur et sont liés aux progrès des techniques de suivi cinétique permettant de pouvoir le renseigner (§1.3). Ces critères cinétiques sont utilisés très tardivement dans les typologies (1969) et restent une branche majeure de la recherche actuelle liée à la compréhension de la dynamique des glissements (Maquaire, 2002).

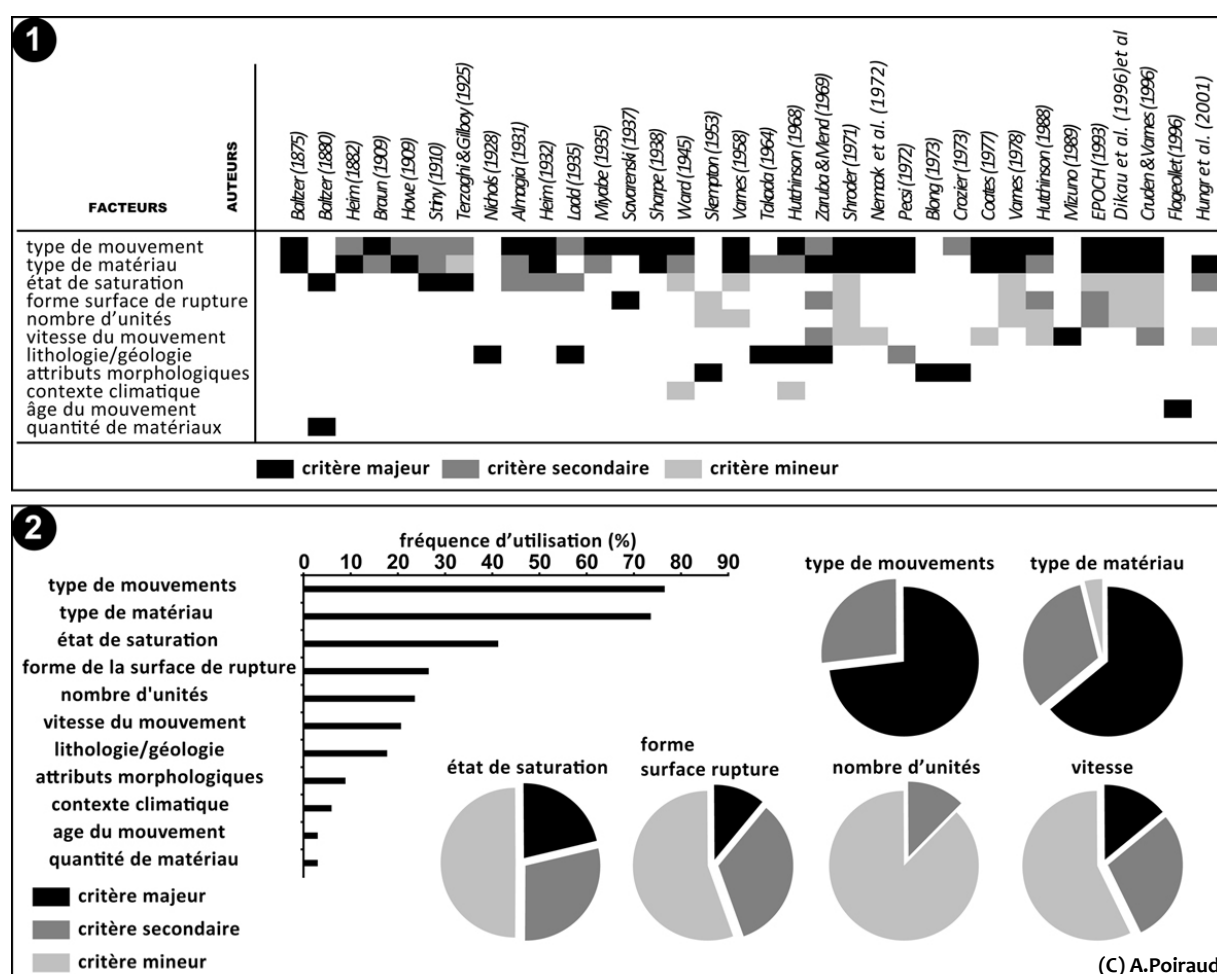


Figure 16 – Synthèse des classifications et critères retenus de 1875 à 2001. 1) récapitulatif des critères retenus par classification, modifié, adapté et réactualisé de Shroder *et al.* (2005) ; 2) fréquence d'utilisation des critères (à gauche) et hiérarchie du critère (à droite).

Les autres critères sont plus anecdotiques. Les attributs morphologiques sont à considérer ici comme des éléments morphométriques. Leur utilisation est délicate comme l'a montré Thiery sur les glissements de la région de Barcelonnette (Thiery, 2007). En effet, des types de mouvements de versant avec des processus génétiques différents peuvent présenter des dimensions équivalentes et

il est « [difficile] de classer les phénomènes d'instabilité et leurs caractéristiques retranscrites par de simples mesures, [lesquelles] ne traduisent pas obligatoirement les observations de terrain et la vision experte associée » (Thiery, 2007). Enfin, l'âge des mouvements a rarement fait l'objet d'une typologie spécifique, mais a souvent été intégré en périphérie des classifications (Popov, 1946 ; Zaruba & Mencl, 1969 ; Shroder, 1971). Nous retiendrons la synthèse de Flageollet (1996) pour son effort d'homogénéisation de la terminologie et la clarification des concepts liés aux temporalités.

Finalement, les typologies sont nombreuses, les termes parfois ambigus et les critères de classement, multiples. Cependant, l'effort d'homogénéisation et de clarification a abouti dans les années 90 à proposer 3 classifications, 2 européennes (EPOCH, 1993 ; Dikau *et al.*, 1996) et 1 nord-américaine (Cruden & Varnes, 1996), compatibles entre elles et avec la typologie de Hutchinson (1988). Ces typologies sont construites sur des critères robustes, à savoir le type de mouvement et le type de matériau ainsi que sur des critères secondaires permettant de préciser le phénomène. Restent les phénomènes de *creeping*, fluage et de solifluxion pour lesquels les avis divergent encore. Pour Cruden & Varnes (1996) et Dikau *et al.* (1996), ils apparaissent parmi les *flows* tandis que pour EPOCH (1993), ces processus ont disparu de la typologie. Hutchinson (1988), pour sa part, considère ces phénomènes comme des types de mouvements à part entière. Notons sur cet aspect que Bertran *et al.* (2004), dans leur revue relative aux dépôts de pente continentaux, ont également considérés ces phénomènes à part entière, et ne les ont pas rattachés aux écoulements ou similaires (*flows* ou *flows-like movements*). Les mouvements complexes restent également entourés d'un halo d'incertitude, car, selon les typologies, ils n'intègrent pas les mêmes processus ou ne sont pas tous représentés (fig.17).

HUTCHINSON (1988)	EPOCH (1993)	DIKAU et al. (1996)	CRUDEN & VARNES (1996)
Cambering and valley-bulging Block-type slope movements Abandoned clay cliffs Landslides breaking down into mudslides or flows at the toe Slides caused by seepage erosion Multi-tiered slides Multi-storeyed slides <i>eq. successive or multiple slides</i>	Complex (with run-out or change of behaviour downslope; note that nearly all forms develop complex behaviour) Rock avalanche Flow Slide Slump - earthflow	Movements involving two or more of the above mechanisms Rock or debris avalanche	Combination of two or more principal types of movement
<div> <div></div> Mouvement rocheux d'ampleur <div></div> Changement d'état pendant le mouvement <div></div> Combinaison de types </div>			

Figure 17 – Comparaison des Complex Movements au sein des 4 principales classifications actuelles.

Si pour Dikau *et al.* (1996) et Cruden & Varnes (1996), les mouvements complexes sont une combinaison de types principaux différents (gris foncé sur la figure 17), ils correspondent pour EPOCH (1993) à des phénomènes lors desquels se produit un changement de comportement (pas nécessairement un changement de type). Hutchinson (1988), quant à lui, intègre dans cette classe des mouvements à part entière qui ne résultent pas forcément d'une combinaison de types simples.

Cette revue critique des typologies nous apparaît cruciale alors que ces outils servent de base à toute investigation scientifique portant sur ces objets. Les maîtriser, mais également en connaître leur faiblesse, permet de bien prendre la mesure de ce qu'elles peuvent offrir, d'autant plus lorsqu'elles sont utilisées dans le cadre d'inventaire typologique. On retiendra la grande part d'expertise inhérente à l'utilisation de ces typologies.

1.3. Les inventaires (1) : méthodes d'investigation et d'acquisition

L'inventaire des glissements de terrain consiste à cartographier, sur un espace et à une échelle donnés, l'ensemble des phénomènes existants. Cet état des lieux est valable à une date donnée, celle de l'inventaire (une année bien souvent). Les inventaires fournissent différents niveaux d'information (Carrara & Merenda, 1976 ; Hansen, 1984 ; Wieczorek, 1984 ; Soeters & Van-Westen, 1996) :

- localisation des phénomènes,
- type de mouvement lorsqu'il est déterminé (cf. 1.2),
- état d'activité du mouvement, âge, etc. lorsqu'ils sont déterminés,
- vitesse si les informations sont disponibles.

La comparaison d'inventaires diachroniques (inventaires répétés dans le temps) permet d'ajouter des informations dynamiques et renseigne sur l'état d'activité des glissements sur une région donnée. La carte d'inventaire est également la base essentielle pour la production de cartes plus élaborées comme les cartes de susceptibilité ou d'aléa (Parise & Wasowski, 1999) (voir ch.7). La réalisation des inventaires passe souvent par une partie d'observations indirectes *ex-situ* (photointerprétation, archives) et une partie d'observations *in situ* (observations de terrain, investigations techniques). La qualité finale de l'inventaire dépend en grande partie de la méthodologie employée ainsi que de l'expérience de l'opérateur.

1.3.1. Les observations ex-situ : photointerprétation et archives

1.3.1.1. La photointerprétation classique

La photointerprétation classique consiste à repérer sur photographie aérienne, images satellites ou Modèles Numériques de Terrain (MNT) les mouvements de terrain présents sur une zone d'étude. C'est une démarche totalement experte et empirique. La qualité du résultat final dépendra de la résolution des images, de la possibilité d'obtenir des couples stéréoscopiques pour une vision 2D^{1/2}, de l'expérience du photointerprète et de la fraîcheur des formes à inventorier (Malamud *et al.*, 2004). C'est une technique assez peu coûteuse en temps (1h/km² pour un photointerprète expérimenté d'après Parise and Wasowski (1999)) qui permet de réaliser un inventaire rapide sur des surfaces de plusieurs dizaines voire plusieurs centaines de km².

Qualité des images - il existe une gamme importante d'images gratuites ou payantes avec des résolutions variées. Les images à forte résolution (forte densité de pixels de petite taille) sont évidemment recherchées, mais elles coûtent cher (**fig.18**).

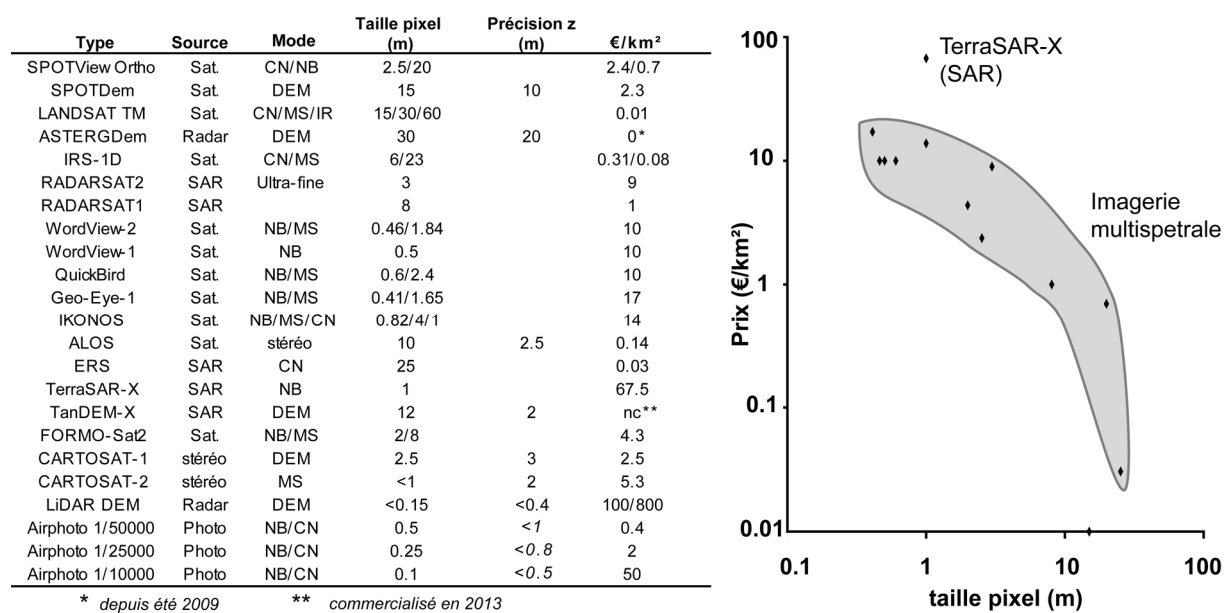


Figure 18 – Synthèse des images disponibles avec leur résolution et leur prix, avril 2011

Les photographies aériennes restent les images les plus utilisées de par leur qualité et leur coût abordable (Tribe & Leir, 2004 ; Metternicht *et al.*, 2005). Ceci est d'autant plus vrai en France, où l'Institut Géographique National (IGN) a mis à disposition depuis 2010, gratuitement ou à des tarifs abordables (pour les institutions de recherche notamment), l'ensemble de sa photothèque. Malheureusement, il n'existe pas d'étude quantifiant l'impact de la résolution des images sur la qualité de l'interprétation pour ce qui des géoformes et il est difficile d'établir une règle concernant le choix des images. Cependant, l'échelle de la carte sur laquelle seront retranscrites les informations n'aura pas la même incidence sur la précision de l'inventaire final, 1mm d'erreur sur une carte n'ayant pas la même représentativité sur le terrain (25m pour une carte au 1/25000, 10m pour une carte au 1/10000). Ce problème ne se pose pas si le dessin des contours se fait directement sur la photographie géoréférencée dans un SIG. Au final, le choix des images reste donc avant tout un compromis entre moyens disponibles, taille de la zone d'étude, précision recherchée et objectifs de l'inventaire.

Stéréoscopie et MNT – L'utilisation de couples stéréoscopiques (photographies aériennes, images satellites) améliore la reconnaissance des formes en ajoutant la profondeur. L'essor des SIG 3D offrant la possibilité de digitaliser directement sur une image vue en 3D a amené cette technique à se populariser rapidement (Van-Westen, 2004). Les MNT, issus soit de traitements stéréoscopiques (Nichol *et al.*, 2006), soit de données SAR ou LiDAR (Van-Den-Eeckhaut *et al.*, *in press*), sont également utilisés pour aider le photointerprète. Van Den Eeckhaut *et al.* (2005) ont testé l'intérêt des MNT ombrés (shaded DEM) auprès de différentes équipes d'experts pour la cartographie de vieux glissements profonds. Leurs conclusions sont très nuancées sur l'efficacité de cette approche, car 57 glissements seulement sur 135 cartographiés sur le terrain ont été révélés dans le meilleur des cas, soit moins de 45%. Gold *et al.* (2004), sous forêt, à partir de MNT obtenus par LiDAR et photogrammétrie, retrouvent respectivement 58% et 69% des glissements inventoriés lors les campagnes de terrain. Ces résultats restent insuffisants, mais, dès lors que le terrain est boisé, la technique s'avère plus performante que la photointerprétation simple ou stéréoscopique et devient une bonne alternative.

L'expérience et l'expertise – ces éléments sont les points faible et fort de la photointerprétation classique. En effet, les techniques indirectes (méthodes automatisées ou semi-automatisées) sont encore insuffisantes pour appréhender toute la complexité d'une interprétation d'image qui ne se

limite pas à l'analyse de la réflectance, mais intègre également les structures, textures, contrastes, etc., et l'œil humain reste de loin le meilleur outil. Mais, c'est un outil qui se travaille et qui nécessite de longues années d'apprentissage et de pratique pour être efficace. Zezere *et al.* (2009) montrent bien les différences entre un inventaire réalisé par un géomorphologue *habitué* à la photointerprétation et un géomorphologue *senior* rompu à ce genre d'exercice et qui a accumulé l'expérience lui permettant de discriminer finement les situations. L'expérience du terrain inventorié est également primordiale (Van-Den-Eeckhaut *et al.*, 2005) et peut conduire à des interprétations très différentes (Van-Westen *et al.*, 1999). Il est difficile de quantifier la part de l'expérience dans la qualité finale d'un inventaire, mais, au vu des différences entre inventaires réalisés par différents opérateurs, on peut situer cette part à plus de 50% (**tab.1**).

Tableau 1 – Quelques valeurs d'erreurs de photointerprétation issues d'études comparatives. Pour Ardizzone *et al.*, les valeurs correspondent aux différences entre cartographes. Pour Van Den Eeckhaut *et al.*, les valeurs correspondent au taux de vrais positifs. Pour Zezere *et al.*, les valeurs correspondent au taux de vrais positifs et les valeurs entre parenthèses au taux de faux négatifs (mouvements non vus sur la photo, mais présents sur le terrain).

Auteurs	Différence minimale	Différence maximale
Ardizzone <i>et al.</i> 2002	16.3%	67.7%
Van Den Eeckhaut <i>et al.</i> (2005)	24%	69%
Zezere <i>et al.</i> (2009)	6% + (52%)	53% + (52%)

La comparaison réalisée par Ardizzone *et al.* (2002) est de ce point de vue éloquente, comme en témoigne l'exemple de cette portion d'inventaire (**fig.19**).

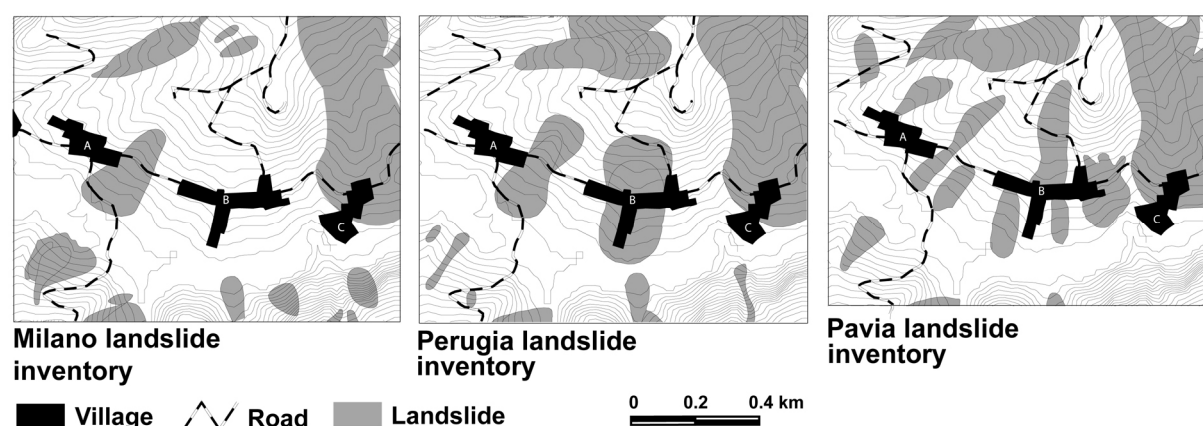


Figure 19 – Inventaires de glissements de terrain réalisés par trois équipes différentes dans une même zone (Ardizzone *et al.*, 2002).

Dans ce cas, la technique utilisée est la même (photointerprétation + vérification terrain) avec des photographies aériennes ayant sensiblement la même échelle (1/15000 à 1/25000) et séparées de 12 ans maximum (1982 à 1994). Si les grands glissements de terrain font à peu près l'unanimité (glissement situé à l'est), les petits glissements sont sujets à désaccords. L'expérience ainsi que la connaissance du terrain sont les facteurs qui différencient le plus les équipes et sont à l'origine de l'hétérogénéité des résultats.

La charge de travail, ou du moins le rapport surface à inventorier/temps, semble également être un facteur influençant la bonne pratique de l'expertise. Galli *et al.* (2008) ont montré l'augmentation de la finesse du résultat avec la baisse de la surface à inventorier par interprète. À mêmes conditions d'inventaire (échelle des photos et des cartes, 2-3 ans d'écart), le nombre de glissements à inventorier est plus de deux fois supérieurs dans le cas d'une charge de travail équivalente à

8km²/mois contre une charge de travail de 101km²/mois. Les glissements inventoriés sont également plus petits (fréquence maximale à 815m² dans le premier cas contre 1170m² dans le second) révélant la plus grande finesse du travail.

La fraîcheur des formes – l'émoussement des formes avec le temps et la revégétalisation mène à une disparition progressive des glissements, les rendant de moins en moins lisibles sur les images aériennes ainsi que sur le terrain (Carrara et al., 1992 ; Guzzetti et al., 2000 ; Ardizzone et al., 2002 ; Wills & McCrirk, 2002). Selon le concept de *transient form* (Brunsden & Thornes, 1979), les petits glissements superficiels (forte récurrence) ont tendance à s'effacer rapidement tandis que les glissements d'ampleur et profonds (faible récurrence) peuvent persister plus longtemps et imprimer une morphologie d'ensemble qui reste plusieurs siècles voir plusieurs millénaires. Cette caractéristique peut d'ailleurs être utilisée pour dater en relatif les glissements d'une zone (fig. 20).

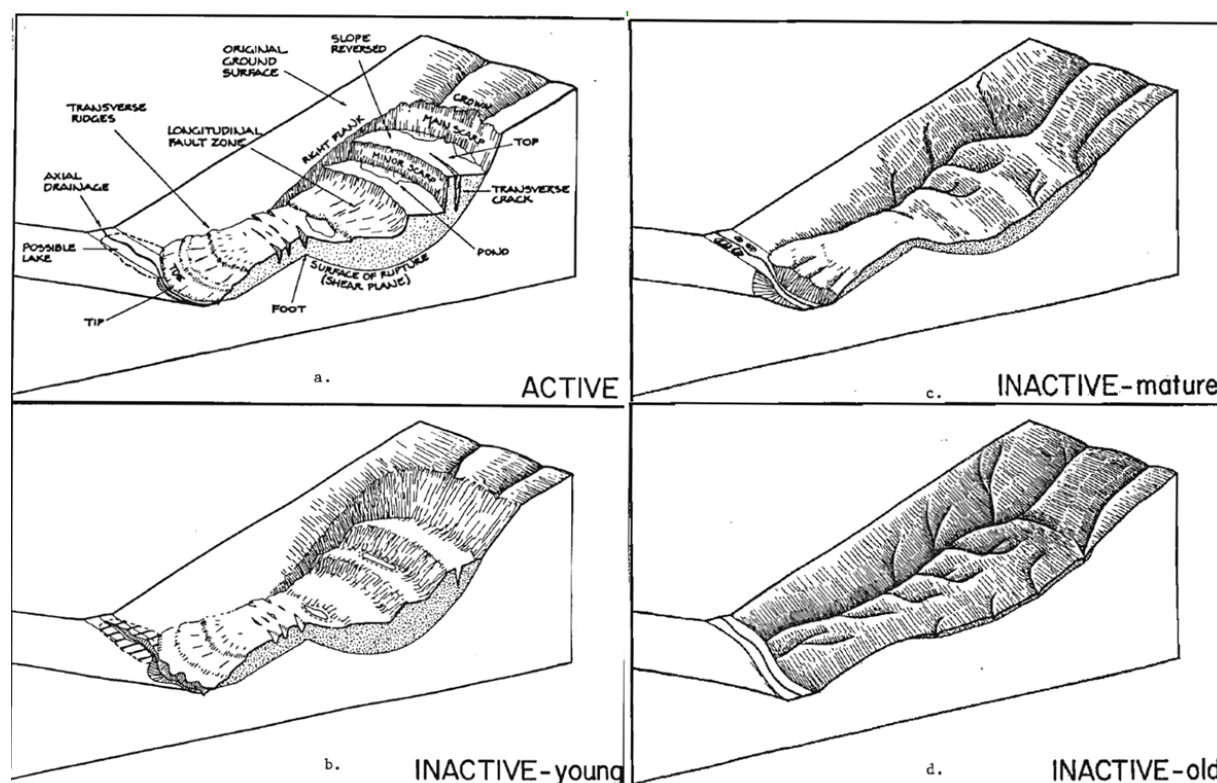


Figure 20 – Changements morphologiques d'un glissement type avec le temps et état d'activité/âge correspondant (McCalpin, 1984). Active : < 100 ans ; Inactive young : 100 – 5000 ans ; Inactive mature : 5000 – 10000 ans ; Inactive old : > 10000 ans. Noter que la terminologie employée par l'auteur fait clairement référence aux étapes du cycle géographique de Davis (1899) sur lequel il a assis sa réflexion.

Cette caractéristique peut entraîner des biais dans les inventaires, dont celui d'inventorier moins d'événements anciens que la réalité. Ce biais peut être détourné par la réalisation d'inventaires successifs dans le temps et cumulatifs (addition d'inventaires diachroniques, la précision dépendant du pas de temps entre chaque inventaire) (Parise & Wasowski, 1999 ; Van-Westen et al., 2008) ou suite à un événement morphogène (Irigaray et al., 2000 ; Chigira, 2002 ; Evans et al., 2009).

1.3.1.2. La photointerprétation semi-automatisée et automatisée

Afin de diminuer la part d'aléatoire inhérente à tout inventaire « expert », la communauté scientifique développe des techniques indirectes de photointerprétation automatisée ou semi-automatisée. Le principe est de discriminer les informations contenues dans une image, de les classer

et de retenir les classes susceptibles de représenter des glissements de terrain. Deux approches fondamentales sont explorées : l'analyse spectrale et l'analyse de forme.

L'analyse spectrale et ses dérivées – Withwort *et al.* (2000) ont testé les potentialités de l'analyse spectrale sur un inventaire de glissements autour du village de Broadway en Angleterre. Ils ont montré l'existence de signatures spectrales différentes selon que les glissements étaient actifs, dormants ou fossiles et que cette différenciation se faisait essentiellement dans le proche et moyen infrarouge (0.76-2.35 μm). Fernandez *et al.* (2008) ont montré la possibilité d'utiliser les signatures spectrales de différentes images satellites pour inventorier des mouvements de terrain de type différent (chutes de blocs, glissements rocheux et coulées de débris) dans la province de Grenade en Espagne. Ils concluent sur la meilleure efficacité des images panchromatiques et multispectrales par rapport aux images dérivées (NDVI, images filtrées) pour la reconnaissance automatique de mouvements. Marcelino *et al.* (2009) ont appliqué une classification multispectrale à des images fusionnées (fusion IHS d'une ETM 453 LANDSAT 30 m et d'une PAN HRV SPOT 4 10 m de 1999) dans la région de Caraguatatuba au Brésil (relief complexe et végétation dense). Plus de 75% des pixels classés comme étant des glissements par cette technique le sont effectivement sur le terrain. Cependant, sur la totalité des pixels connus comme tel, la technique ne permet de retrouver qu'à peine 19% de la totalité des glissements connus. De plus, il existe une confusion importante avec la classe *pasture* car près de 70% des pixels classés comme glissement sont des pâturages. Les auteurs expliquent qu'il existe une grande similitude spectrale entre les deux classes ne permettant pas de les dissocier correctement. Ils concluent sur l'inefficacité de la technique, mais ouvre cependant une voie de recherche sur la reconnaissance de la cicatrice qui présente une signature spectrale particulière liée à sa recolonisation par une communauté végétale héliophile. Une technique plus indirecte a été utilisée par Mondini *et al.* (2011) en Sicile. L'équipe utilise la comparaison de 2 images fusionnées (VHR et HR, QuickBird) encadrant temporellement un événement morphogène majeur (ici, un orage intense en octobre 2009, 200mm/6 heures, plus de 1000 ruptures sur 60km²). Quatre variables sont dérivées des comparaisons puis agrégées pour former une composition colorée sur laquelle l'analyse spectrale est effectuée. Cette composition « intégrée » est censée exprimer des changements dans le couvert végétal, les formes, l'humidité du sol, etc., et sert de base pour le calcul des probabilités de présence de glissements par pixels, le modèle étant construit à partir d'une région d'entraînement. Les meilleurs résultats obtenus sont validés par une surface ROC¹ de 0.8 pour la zone de validation, ce qui est tout à fait convenable. Les auteurs concluent que la méthode est efficiente pour la cartographie automatique de glissements induits par un événement moteur majeur (pluies intenses, séismes) à condition que les glissements soient bien discernables sur les images post-événement et que les images de bonne qualité couvrant temporellement l'événement soient disponibles.

L'analyse des formes – ce domaine d'investigation a évidemment connu un essor important dès lors que les MNT ont été disponibles et qu'ils ont été suffisamment précis pour permettre une analyse fine (LiDAR notamment). L'analyse des formes à l'aide de MNT LiDAR ou InSAR est désormais couramment utilisée dans le milieu de la recherche si tant est qu'on ait le budget suffisant pour acquérir ces images. Les applications à l'étude fine de cas particuliers sont nombreuses et permettent de cartographier précisément les détails de surface (McKean & Roering, 2004 ; Glenn *et al.*, 2006), de suivre l'évolution (Dewitte & Demoulin, 2005 ; Baldi *et al.*, 2008) où d'aider le photointerprète lors des inventaires classiques (démarche experte). En effet, la surface des zones touchées par des mouvements de terrain présente souvent une rugosité plus importante que les surfaces exemptes de mouvement. Cette caractéristique apparaît très bien sur le *Coringa landslide*,

¹ Relative Operating Characteristic : Méthode de comparaison d'une image exprimant la probabilité d'occurrence d'un phénomène avec l'image booléenne correspondant à la réalité du phénomène. Plus la valeur s'approche de l'intégrale de la courbe s'approche de 1, meilleur est le modèle

en Nouvelle-Zélande (McKean & Roering, 2004), où le rapport des valeurs propres caractérisant la rugosité de la topographie est très différent entre la partie glissée et la partie stable.

Cette propriété des zones glissées a été utilisée par Booth *et al.* (2009) pour la détection automatique d'anciens glissements de terrain dans l'Oregon. Les auteurs considèrent la surface du MNT comme des trains d'ondes et lui appliquent le principe des analyses spectrales afin de déterminer les signatures morphologiques. La transformée de Fourier et la transformée d'ondelettes ont été appliquées sur les données altimétriques afin de générer des cartes localisant les topographies hétérogènes. La technique prédit jusqu'à 82% des mouvements inventoriés par les techniques traditionnelles (fig.21).

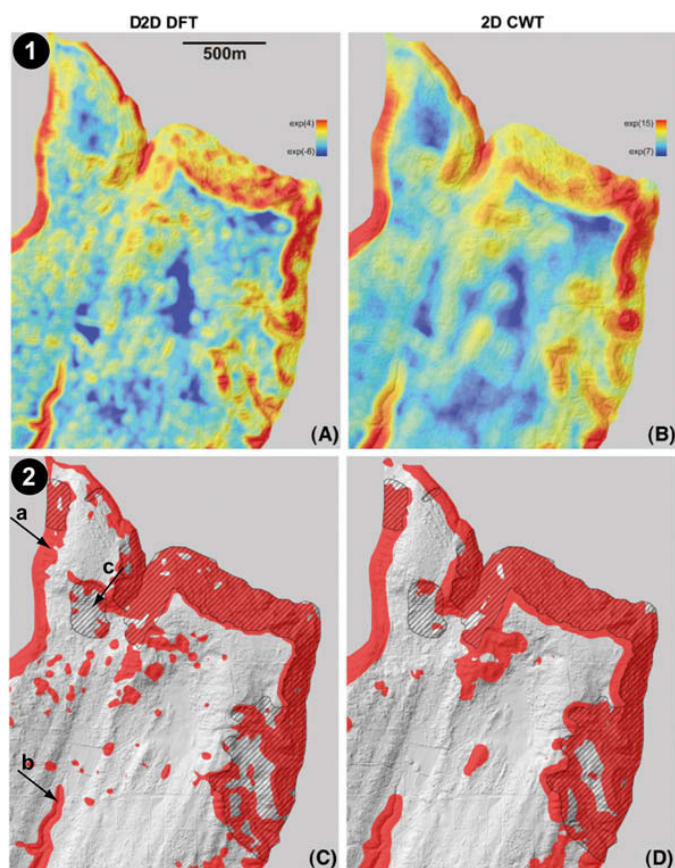


Figure 21 – Analyse spectrale pour la détection de glissements de terrain. 1) Sommes des spectres de puissances. A) transformée de Fourier ; B) transformée d'ondelettes. Les valeurs chaudes indiquent des valeurs élevées. 2) Classifications correspondantes (rouge) et comparaison avec l'inventaire (hachuré). C) transformée de Fourier ; D) transformées d'ondelettes. (Booth *et al.*, 2009)

La technique est élégante et semble prometteuse. Il faut cependant être prudent, car son application, dans ce cas, à une zone où les contrastes géomorphologiques sont importants (ancienne surface glaciaire entaillée sur ses périphéries par l'érosion côtière, fort contraste lithologique) peut fausser les conclusions générales. Sur la **figure 21**, on distingue nettement que les zones classées « instable » par les analyses spectrales correspondent aux zones de pentes importantes. L'escarpement nord-ouest (a) ainsi que l'entaille de thalweg au sud-ouest (b) sont classés « instables » en raison de la pente, mais ne présentent pas d'instabilités réelles. De même, le mouvement localisé sur le plateau (c), en bordure de l'escarpement nord, n'est pas discriminé par l'analyse spectrale, car il est localisé sur une surface plutôt plane avec une morphologie glaciaire monotone à grandes ondulations. Cette technique est adaptée dans ce cas, car la plupart des pentes sont instables. Elle mériterait donc d'être testée sur une zone plus complexe avec différents types d'instabilités.

Dans l'esprit des travaux de Pike (1988) et Iwahashi *et al.* (2001), Ioannilli & Paregiani (2008) ont tenté de définir une signature morphométrique pour les glissements de la province de Rome en Italie. À partir des valeurs de pente, d'altitude, d'orientation, de convexité, de texture et de paramètres statistiques dérivés, les auteurs ont généré une carte de susceptibilité, les classes les plus susceptibles étant celles ayant des signatures morphologiques favorables aux mouvements de terrain. Les classes de susceptibilité sont ensuite comparées à l'inventaire réalisé sur le terrain ce qui permet d'associer chaque classe à un type de mouvement. Les résultats ne sont pas très convaincants sur un plan typologique, car les différents types de mouvements sont souvent représentés dans des classes de susceptibilité identique. La méthode est cependant efficace pour les

chutes, basculements et écoulements. Les résultats sont acceptables tous mouvements confondus. Cette approche à vocation de cartographie de la susceptibilité peut être envisagée comme un préinventaire faisant le tri entre les zones où la probabilité de trouver des mouvements est faible et celles où elle est forte. Elle utilise peu de données (un MNT), un traitement simple et discrimine l'espace permettant de concentrer les efforts de photointerprétation et de terrain directement sur les zones à forte probabilité d'occurrence.

1.3.1.3. Les archives techniques et historiques

Les archives techniques et historiques, quand elles existent, sont d'une grande utilité pour dater les événements et ainsi mieux qualifier le niveau d'activité du phénomène. Nous n'allons pas développer chacune des techniques dans cette partie, mais juste rappeler quelques fondamentaux et tacher de faire une synthèse de leurs possibilités d'utilisation.

Elles regroupent toutes les études ponctuelles liées à des terrassements lourds, à des cartographies préventives de risque, aux travaux routiers, etc. ou les archives historiques (recueils, récits, iconographie, presse...). L'information y est très parcellaire et souvent disséminée dans plusieurs organismes publics ou privés. Réaliser une synthèse des données issues de cette « littérature grise » sur une zone d'étude donnée n'est pas chose aisée du fait de l'hétérogénéité des sources (Ibsen & Brunsden, 1996). Un premier essai de synthèse au niveau national existe cependant. Suite à la mise en place de la politique de prévention des risques naturels en 1981, le Bureau de Recherche Géologique et Minières (BRGM) a initié en 1993 la base de données mouvements de terrain (BDMvt, <http://www.bdmvt.net>) qui regroupe l'ensemble des mouvements officiellement connus. Le découpage géographique de base est communal. La construction de cette base est essentiellement bibliographique et s'appuie sur la compilation des données provenant des administrations (BRGM, DRIRE, Archives départementales, DDE, DDAF, CG, LCPC, CETE...) et d'enquêtes réalisées auprès de chaque mairie. Chaque mouvement recensé a ensuite fait l'objet d'une vérification terrain afin de le positionner précisément et de quantifier la fiabilité de l'information avant d'être intégré dans une base standardisée (fig.22).

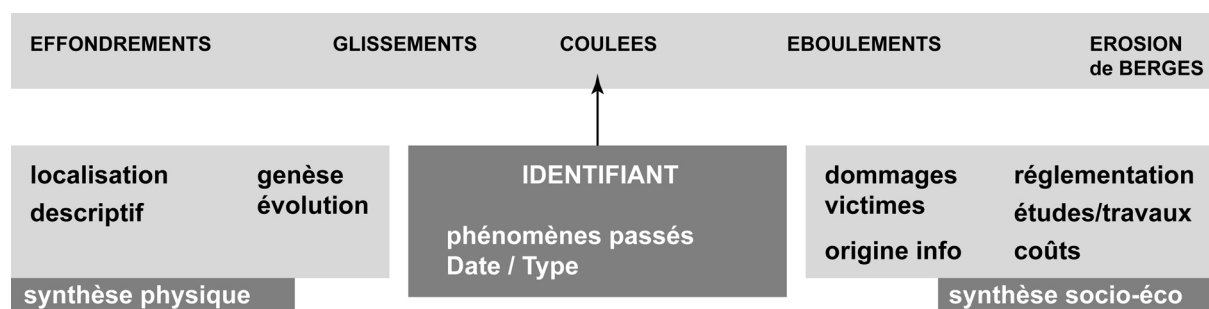


Figure 22 – Architecture de la BDMvt, d'après Renault & Rouzaire (2005)

La BDMvt est un bon outil pour réaliser des bilans à l'échelle d'un département ou d'une région et spatialiser les zones susceptibles face aux risques gravitaires, mais elle est insuffisante à l'échelle d'une région naturelle ou d'un bassin de risque. En effet, la pratique de cette base sur le bassin du Puy révèle de nombreux défauts inhérents au mode de construction de la base :

- *doublons* : il existe de nombreux doublons nécessitant un toilettage préliminaire à toute utilisation,
- *lacunes* : sur le bassin du Puy, la BDMvt corrigée recense 59 mouvements contre 211 résultants du travail d'inventaire réalisé lors de cette thèse,

- *calage géographique erroné* : de nombreux glissements sont positionnés sur le centroïde de la commune par manque d'information quant à leur vraie position. Ces glissements doivent donc être éliminés.
- *données fausses* : entre 4 et 5 glissements sur les 59 retenus, correctement positionnés en X et Y, ne sont pas attribués à la bonne commune,
- *typologie* : le classement simple en 5 types ne permet pas de différencier vraiment les processus. Les mouvements complexes n'ont pas d'existence propre.
- *datation* : trop peu de mouvements sont datés avec une précision mensuelle ou moins, ce qui rend la recherche des événements déclenchants hasardeuse. Par contre, la datation avec une précision annuelle est relativement fréquente ce qui permet l'analyse à ce pas de temps.

Ibsen & Brunsden (1996) ont relevé 10 principales difficultés d'utilisation de ces archives tournant autour des problèmes d'hétérogénéité des sources et informations, de leur qualité aléatoire et de l'insuffisance de l'étude de ces archives. Malgré ces inconvénients, Dominguez-Cuesta *et al.* (1999) ont réussi à valoriser les archives de presse pour l'étude de la distribution spatio-temporelle des glissements de terrain en Asturies (Espagne). 5290 journaux couvrant la période de janvier 1980 à juin 1995 ont été analysés et 209 articles relatifs aux phénomènes gravitaires ont été retenus. Ces informations ont permis de construire une base de données géoréférencées, de fixer des seuils de précipitations critiques (1000mm/an) et des périodes favorables aux instabilités (Avril, Août et Décembre).

1.3.2. Les observations in situ : le terrain

L'ensemble des résultats obtenus par les méthodes vues précédemment est validé (photointerprétation) où ne peut être interprété correctement (datations) que grâce à la description et la compréhension du terrain, travail fondamental en géomorphologie.

'...the real test of geomorphic validity is outdoors, where all the evidence must be pieced together into a lucid picture showing why landforms are the way we find them and why they are located where they are. A prime requisite for a geomorphologist is to be a careful observer of relevant field relationships.' (Ritter, 1986)

Cette citation de Ritter insiste sur le lien organique existant entre l'observation sur le terrain et la discipline géomorphologique. Cette notion de « terrain » - que l'on comprendra par toute action d'observation – mérite que l'on s'y arrête pour mieux en saisir l'essence.

La géomorphologie est une discipline de forte tradition positiviste liée aux pratiques de ses disciplines mère, à savoir la géographie et la géologie, construites sur un raisonnement essentiellement inductif (Olivier, 1991) et basée sur des observations naturalistes qualitatives. Le processus de « découverte » en géographie physique part de l'observation des phénomènes géographiques vers leur explication théorique (Bradshaw & Weaver, 1993) s'inscrivant ainsi dans la pure tradition baconienne. Cette primauté du « terrain » dans la discipline fait l'objet d'un consensus tacite au sein de la communauté et annihile toute tentative de débat sur la question (Rhoads & Thorn, 1996). Si le raisonnement inductif possède une certaine rigueur et est considéré comme scientifique, il nécessite cependant de justifier de l'objectivité des observations dont il se nourrit et du caractère « observable » des objets observés (Van-Fraassen, 1980). Maxwell (1962) a critiqué l'absence de définition claire de ce qui doit être considéré comme « observable », rendant de fait critiquable le processus d'observation lui-même. Hanson (1958) et Kuhn (1962) renforcent cet avis en démontrant que les observations ne sont pas neutres, mais sujettes aux influences des théories dans lesquelles le scientifique se place ainsi que de son groupe social. Il est désormais admis que les observations sont dépendantes des théories (Boyd *et al.*, 1991) et donc non parfaitement objectives.

En géomorphologie, Gilbert (1886 ; 1896) admet très tôt l'influence des théories sur l'observation d'une part par le lien organique entre perception et inférence dans l'esprit humain et d'autre part par l'utilisation du langage comme vecteur de notre observation.

'Scientific observation ... endeavors to discriminate the phenomena observed from the observer's inference in regard to them, and to record the phenomena pure and simple. I say 'endeavors' for in my judgement he does not ordinarily succeed. His failure is primarily due to subjective conditions ; perception and inference are so intimately associated that a body of inferences has become incorporated in the constitution of the mind. And the record of an untainted fact is obstructed not only directly by the constitution of the mind, but indirectly through the constitution of language, the creature and imitator of the mind. But while the investigator does not succeed in his effort to obtain pure facts, his effort creates a tendency, and that tendency gives scientific observation and its record a distinctive character.' (Gilbert, 1886)

Pour lui, cela ne compromet pas l'objectivité de l'observation à condition que la théorie soit un guide et non un dogme. Depuis les années 50, et en réponse à la théorie du Cycle Géographique (Davis, 1899), au « dogmatisme » considéré de son auteur et la difficulté qu'avaient les approches naturalistes et qualitatives à obtenir une caution scientifique, Strahler (1952) et d'autres ont ouvert la voie d'une approche quantitativiste et ont considéré l'observation avant tout comme un enregistrement de données, favorisant la mesure instrumentale à la perception humaine. Dès lors, et en lien avec le développement technologique, la géomorphologie, dès cette époque, s'est orientée vers la compréhension des processus, s'appuyant sur le fond scientifique et culturel de la physique, de la biologie et de la chimie. Le « terrain » devint, dans ce cadre disciplinaire et théorique, le support au développement d'un ensemble de méthodes et techniques d'acquisition de données environnementales. Ceci est d'autant plus vrai que de nombreuses recherches actuellement menées en géomorphologie consacrent une part importante de leurs moyens au développement de méthodes d'acquisition de données de terrain fines et « objectives » qui serviront ensuite à étayer les hypothèses relatives aux processus à l'origine des formes et formations.

Pour revenir aux mouvements de terrain, l'observation et la caractérisation prennent 2 formes principales ; i) l'analyse experte, ii) l'auscultation (terme non consacré). La première approche rejoint la pratique originelle de la géomorphologie basée sur l'observation naturaliste, qualitative, des formes dans leur contexte géomorphologique. La seconde est intégrée aux approches quantitativistes et fait appel à de nombreuses techniques issues de la géologie, de la géophysique, de la géotechnique, de l'imagerie 3D, etc.

1.3.2.1. L'analyse experte

Difficile à définir, elle relève d'une alchimie entre capacités d'observation, connaissances théoriques, capacités de synthèse et expérience. Dans le cadre d'un inventaire de mouvements de terrain, la démarche experte consiste à « visiter » les objets repérés en photointerprétation ou par les archives et à en déduire le type, les facteurs de déclenchement, l'activité, etc. en fonction des observations faites sur place (état de fraîcheur, morphologie d'ensemble, morphologie des fissures, état de la végétation, état d'humidité du sol, contexte topographique, type de matériaux, contexte géomorphologique, infrastructures, volume déplacé, etc.). Cette démarche peut être encadrée par un canevas d'informations à remplir (fiche de terrain) systématisant un peu plus la démarche. C'est évidemment une démarche subjective dont la qualité du résultat est très variable selon les opérateurs. Elle a l'avantage d'être rapide et peu coûteuse (bien que le coût de la formation d'un expert soit difficilement quantifiable !). Paradoxalement, si cette démarche est critiquée pour sa subjectivité, elle n'en reste pas moins la référence, car nombre d'articles visant à déterminer l'efficacité d'une technique indirecte d'inventaire ou de classification de mouvements s'appuient sur les résultats issus de l'analyse experte pour valider la technique (cf. références déjà citées dans le

1.3.1). Il est indéniable que cette démarche présente l'avantage d'embrasser toute la complexité de la réalité, moyennant de grandes marges d'incertitude, là où les techniques d'auscultation vont décomposer cette réalité en éléments précis, mais déconnectés les uns des autres.

1.3.2.2. Les techniques d'auscultation

Comme introduit dans le § 1.2, la classification des mouvements de terrain nécessite parfois des investigations plus approfondies afin de caractériser précisément l'objet que l'on cherche à classer. Ces investigations touchent à la datation du mouvement, sa cinétique ou sa géométrie interne.

Les datations – les datations visent à reconstituer les phases d'activité gravitaire au cours du Quaternaire et à corréliser ces phases avec les facteurs de déclenchement potentiels (Dapples, 2002). Elles permettent de quantifier l'activité d'un mouvement de terrain sur le long terme (cycle long). Lang *et al.* (1999) ont réalisé une synthèse des méthodes de datation communément usitées pour ce type d'étude. Ils distinguent les méthodes classiques (radiocarbone, lichénométrie, dendrochronologie auxquelles il faut ajouter les artefacts archéologiques et les analyses sédimentologiques) des méthodes nouvelles (nucléides cosmogéniques, UTh, argon-argon, méthode OSL, traces de fission).

La datation radiocarbone est utilisée pour dater la matière organique directement trouvée au sein de la masse glissée ce qui permet d'avoir une chronologie stratigraphique précise des événements (Dapples, 2002) ou pour dater la matière organique accumulée au fond des contre-pentes formées par la déformation ce qui donne un âge minimum (Hradecky *et al.*, 2007 ; Van-den-Eeckhaut *et al.*, 2007). La méthode nécessite une calibration pour recaler les résultats dans une chronologie corrigée ce qui augmente quelque peu les marges d'erreur. Cette méthode couvre les 35 000 dernières années et, avec la technique AMS, peut s'avérer très précise si les conditions d'échantillonnage sont bonnes (quelques décennies pour 10 000 ans, soit environ 1% de marge d'erreur).

La lichénométrie est utilisée pour les mouvements soudains, essentiellement rocheux, le lichen colonisant les surfaces nouvellement exposées (Innes, 1985). Cette technique implique d'avoir une courbe calibrée diamètre/âge disponible sur la zone d'étude et pour l'espèce inventoriée et de s'assurer que les lichens mesurés sont bien post-rupture (Lang *et al.*, 1999). La précision de cette méthode peut être de 5 ans pour les 2 derniers siècles (Grove & Switsur, 1994).

La dendrochronologie est basée sur la production, par la végétation ligneuse, de cernes annuels corrélés aux conditions climatiques régionales, ce qui permet de dater l'âge des arbres et d'intercorréliser les individus entre eux (Douglass, 1909, 1921). Sur ce principe, pour une espèce donnée dans une région naturelle donnée, il est possible de produire une courbe de calibration croissance des cernes/années. Par exemple, le référentiel pour la Suisse occidentale couvre 6000 ans (chêne) (Dapples, 2002). La méthode est employée pour dater des restes ligneux découverts au sein de masses glissées ou enfouis par elles. Cette méthode peut avoir une précision annuelle, voire infra-annuelle. Cependant, elle nécessite d'avoir du matériel exploitable (cernes lisibles, arbre suffisamment âgé pour les comparaisons avec la courbe de référence) et l'existence d'une courbe de référence pour la région étudiée. La dendrogéomorphologie est une variante de la discipline développée depuis une vingtaine d'années pour les mouvements gravitaires, qui s'intéresse aux anomalies et dissymétries de croissance des cernes. Ces défauts de croissance sont majoritairement l'expression d'un déséquilibre mécanique de l'arbre. Dans le cas d'une déstabilisation basale de l'arbre par un mouvement de masse, il est alors possible de repérer l'impact du phénomène sur la croissance des arbres et ainsi le dater (Strunk, 1997 ; Astrade, 1998 ; Corominas & Moya, 1999 ; Fantucci & Sorriso-Valvo, 1999 ; Carrara & O'Neill, 2003 ; Stefanini, 2004 ; Lopez-Saez *et al.*, 2012).

Les artefacts archéologiques trouvés au sein ou sous les masses glissées ou les constructions archéologiques postérieures au mouvement sont également de bons marqueurs chronologiques si tant est qu'il soit possible de les dater (Johnson, 1987).

L'utilisation des nucléides cosmogéniques pour la datation des mouvements de terrain a connu un réel essor ces dernières années (Bigot-Cormier *et al.*, 2005 ; Cossart *et al.*, 2008 ; Dortch *et al.*, 2009 ; Hippolyte *et al.*, 2009 ; Ivy-Ochs *et al.*, 2009 ; Le-Roux *et al.*, 2009 ; Sanchez *et al.*, 2010). L'interaction entre le rayonnement solaire et certains atomes produit des nucléides qui s'accumulent sur les surfaces exposées. Les atomes principalement produits sont le ^{10}Be , ^{26}Al et ^{36}Cl . Il est donc possible de dater les surfaces exposées en fonction de la quantité de nucléides qu'elles contiennent en prenant en compte l'altitude du lieu, son exposition, l'angle d'incidence solaire, etc. La production de ces isotopes nécessite cependant la présence de quartz - présence recommandée (Bourlès *et al.*, 2008) - et est plus difficilement applicable sur des roches basaltiques (sauf si elles sont riches en olivine et pyroxène et nécessitant alors un calage des quantités de ^{10}Be sur les parties bougées, A. Decaulne, *com. pers.*). L'amplitude temporelle d'utilisation de cette méthode va de 1000 ans à plusieurs millions d'années (Lang *et al.*, 1999) mais la précision reste encore très dépendante des conditions d'échantillonnage et du terrain (fig. 23).

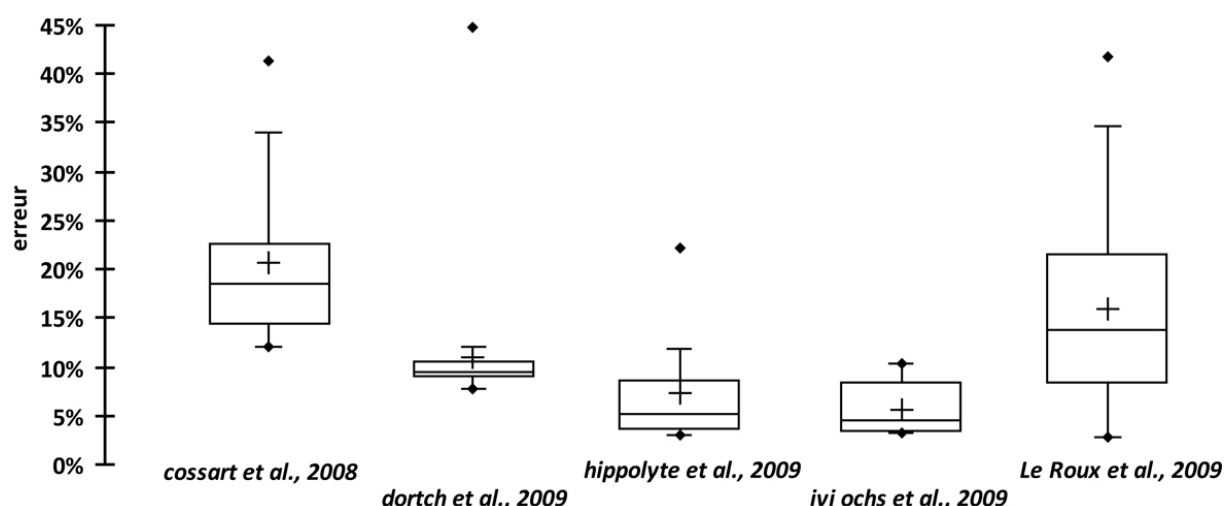


Figure 23 – Exemple de quelques distributions d'erreur sur des datations de glissements de terrain ou de surface glaciaire par cosmonucléides. La croix représente la moyenne et les points, les minimum et maximum.

Les méthodes OSL, Argon-Argon, UTh ou traces de fission sont rarement utilisées pour la datation de mouvements de terrain et sont plutôt consacrées aux recherches sur l'évolution du relief, le soulèvement isostatique et la quantification des taux d'érosion sur le temps long (Bishop, 2007). Cependant Lang *et al.* (1999) donnent l'exemple de la datation des téphras piégés ou fossilisant les mouvements gravitaires. Nous signalons également l'article de Takagi *et al.* (2007) sur le paléoglisement de *Tsergo Ri* au Népal. L'équipe a réussi à dater par la méthode des traces de fission le Zircon contenu dans la pseudotachylite (frictionite) se formant le long des plans de frottements. L'âge de $51 \pm 13\text{Ka}$ est en cohérence avec les faits géomorphologiques et les datations relatives et constitue, pour les auteurs, une première et une réussite en ce qui concerne l'utilisation des frictionites pour la datation des larges mouvements de terrain. La frictionite a également été observée le long des surfaces de rupture de larges glissements rocheux comme le glissement d'*Arequipa* au Pérou (Legros *et al.*, 2000) ou le vaste glissement rocheux de *Kanchenjunga* en Inde (Weidinger & Korup, 2009), mais sans datations associées.

Au terme de cette rapide revue des méthodes de datation, nous proposons une synthèse afin de mieux percevoir les utilisations et les domaines d'application de chacune de ces méthodes (tab. 2).

Tableau 2 – Synthèse des domaines d'utilisation des différentes méthodes de datation des mouvements de terrain dans le cadre d'un inventaire

Archive/Méthode	Amplitude temporelle (Ka)	Précision (% erreur)	Type mouvements (Dikau <i>et al.</i> , 1996)	Avantages	Inconvénients
historique	0 – 1	< 1	tous	précision temporelle	données hétérogènes
¹⁴ C	0.15 - 35	1 – 2 (AMS)	tous avec matériaux meubles	précision temporelle, facilitée d'échantillonnage	calibration
lichénométrie	0 – 0.3	1 - 2	tous avec préférentiellement du matériel rocheux	simplicité de la méthode, précision temporelle	existence d'une courbe de calibration, limites temporelles
dendrochronologie	0 – 10	< 1	tous	Précision temporelle	existence d'une courbe de référence
archéologie	0 - 300	augmente avec l'âge	tous	amplitude temporelle	très aléatoire
cosmonucléides	1 - 400	5-20	principalement rocheux	amplitude temporelle	méthode chère, problème des basaltes

La cinétique – la mesure des déplacements ou des déformations se fait soit par des mesures directes sur le terrain (extensométrie, inclinométrie), soit par des comparaisons de données géodésiques (levés géodésiques, MNT, etc.).

L'extensométrie consiste à mesurer le déplacement cumulé d'un point fixé sur la surface ou en subsurface du glissement (point mobile) par rapport à un point fixe (fixé en dehors du mouvement) à l'aide d'un extensomètre à fil. Cette technique est très robuste et utilisée dans de nombreuses études de suivi cinétique (Corominas *et al.*, 2000 ; Wang *et al.*, 2008 ; Poisel *et al.*, 2009) et pour caler des techniques plus sophistiquées (Gili *et al.*, 2000 ; Malet *et al.*, 2002, 2002b ; Coe *et al.*, 2003). Les résultats obtenus, après corrections, prennent la forme de courbes de déplacements cumulés en fonction du temps.

L'extensométrie permet uniquement de mesurer des déplacements de surface, c'est pourquoi elle est souvent associée à des mesures inclinométriques permettant de suivre les déformations en profondeur (Ayalew *et al.*, 2005 ; Corsini *et al.*, 2005 ; Brandolini *et al.*, 2007 ; Bizjak & Zupancic, 2009 ; McFarlane, 2009 ; Salcedo, 2009 ; Yin *et al.*, 2010).

L'inclinométrie est une mesure angulaire de la déformation d'un tube souple enfoncé dans la masse du glissement et arrimé sous la surface de glissement. Les mesures sont prises régulièrement à un pas d'altitude donné, ce qui permet d'obtenir des profils de déplacement et de sa dérivée, la vitesse (**fig.24**). L'étude des profils de vitesse permet dans certains cas de discriminer des niveaux ayant un comportement cinétique différent (comportement rhéologique différent) (**fig.24**).

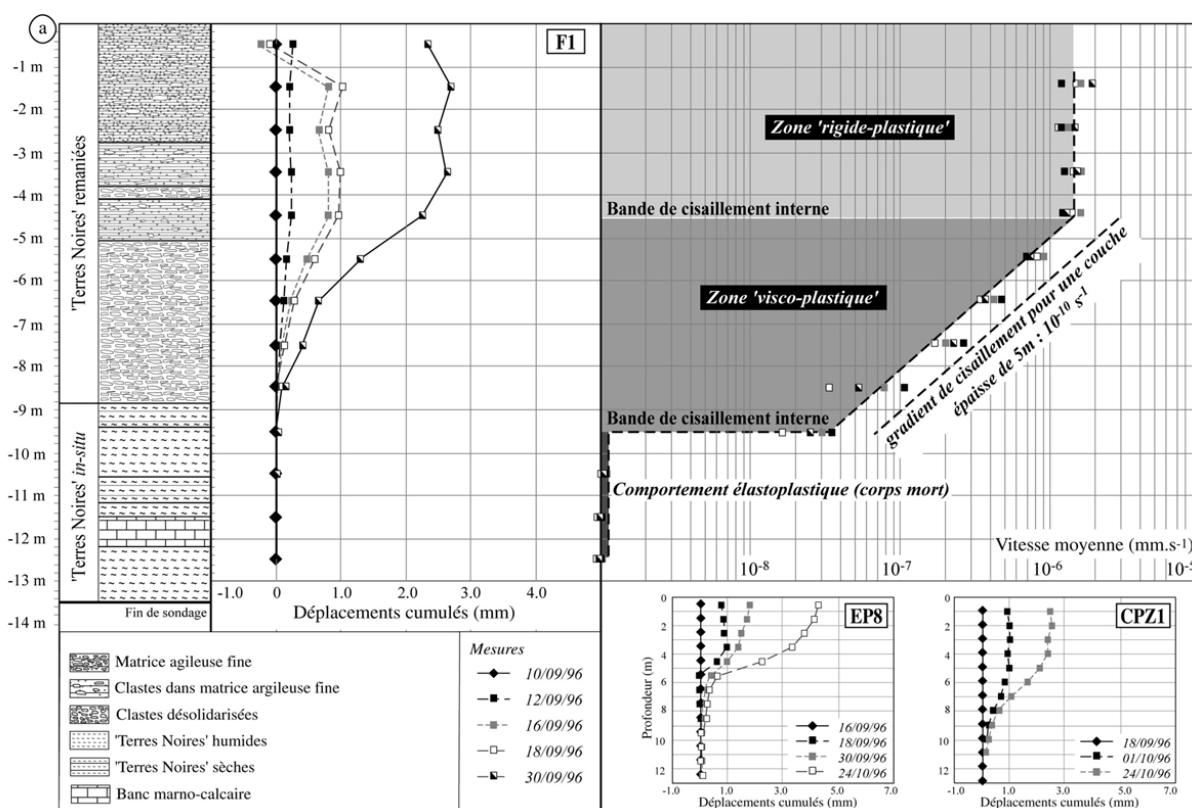


Figure 24 – Profils inclinométriques du glissement-coulée de Super-Sauze et correspondance avec les zones rhéologiques (Malet & Maquaire, 2003)

Angeli *et al.* (2000) relatent l'expérience de ces méthodes de suivi cinétique sur une vingtaine d'années de mesures. Les auteurs notent quelques problèmes avec l'appareillage permettant de maintenir constante la tension du câble de l'extensomètre sur le *Tessina landslide* mais globalement, les mesures obtenues sont cohérentes et robustes sur la durée. Ces techniques permettent d'effectuer un suivi fin dans le temps (précision < 0.5 mm) et sont souvent mises en place lors de campagnes de forage et installées en parallèle de réseaux piézométriques pour mettre en relation les niveaux de nappe et de pression interstitielle avec les dynamiques cinétiques. Si à l'origine les mesures se faisaient par un opérateur humain, elles sont désormais automatisées, l'ensemble des données étant enregistré dans un *data-logger* puis, dans le cas d'un système d'alerte, transmis par télétransmission ou réseau câblé à un centre de traitement (Yin *et al.*, 2010).

Les méthodes géodésiques consistent à lever la position des triplets (x ; y ; z) relatifs aux balises mobiles installées sur le mouvement et suivies à l'aide de tachéomètres (fig.25) ou de GPS (Global Positioning System). Dans le cas du tachéomètre, la position de la base à chaque mesure peut être la même (système de support fixe bétonné) ce qui limite le post-traitement, ou variable, nécessitant alors de prendre sa position très précisément et de recalculer la position des mobiles par rapport au nouveau point de mesure (sources d'erreurs plus importantes). La précision des tachéomètres peut être de l'ordre de $\pm(2+2\text{ppm} \times \text{distance de visée})$ mm mais nécessite une correction atmosphérique. La mesure implique la présence de l'homme, mais les tachéomètres à visée laser ou stations totales tendent à fortement diminuer les erreurs de visée.

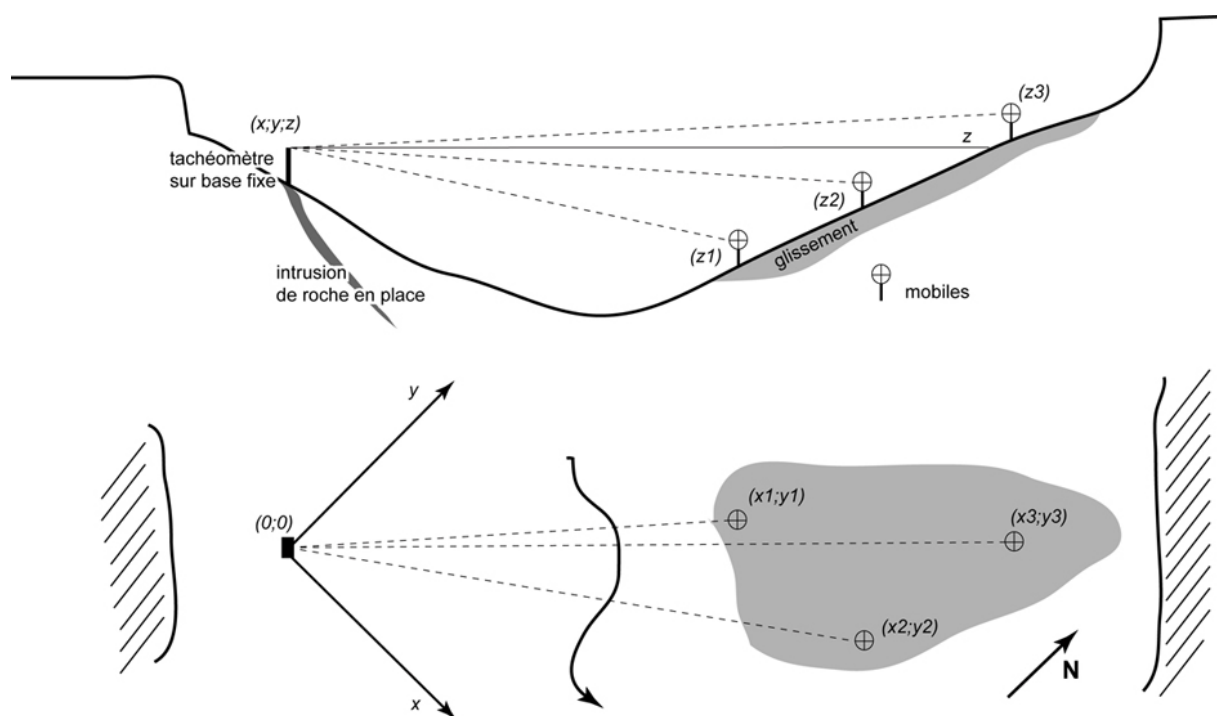


Figure 25 - Principe de la mesure par tachéométrie. Noter que la position du pilier fixe se situe dans ce cas sur une intrusion de roche en place afin d'être certain que sa position absolue ne se modifie pas avec le temps.

Le GPS est utilisé en mesures géologiques depuis plus de 30 ans (Dixon, 1991). Pour le suivi cinétique des mouvements de masse, il sert à prendre la position (x ; y ; z) de repères de manière discontinue (Gili *et al.*, 2000 ; Coe *et al.*, 2003 ; Mora *et al.*, 2003 ; Corsini *et al.*, 2005 ; Squarzone *et al.*, 2005 ; Brückl *et al.*, 2006 ; Peyret *et al.*, 2008) ou continue (Malet *et al.*, 2002, 2002b ; Baldi *et al.*, 2008). Plusieurs modes opératoires existent et dépendent de la configuration du site à investiguer (nous ne considérons ici que les cas avec GPS différentiel) :

- mode statique : ce mode nécessite des temps de mesure longs (plusieurs heures à plusieurs jours) sur 2 points (une station de référence et une station de mesure). En France, le réseau de stations « fixes » couramment utilisé est le réseau RGP. Il peut être appliqué avec des GPS mono-fréquence pour des lignes de base courtes (< 10/15 km) ou bi-fréquences. Les résultats sont excellents avec des précisions de 1 à 5 mm. Une variante est le mode statique-rapide (acquisition de données pendant 10 minutes) présentant des précisions de l'ordre de 2mm mais impliquant des lignes de base très courtes (< 5 km). Ce mode exige une phase de post-traitement pour les mesures obtenues.
- mode dynamique : la correction des ambiguïtés se fait en temps réel (RTK). La station « fixe » communique avec la station « mobile » par émission radio permettant de corriger la position relative du mobile en fonction de la position de la station de référence. Le post-traitement des données n'est pas utile à condition que la position de la station de référence soit connue. Le mode dynamique continu (acquisition en continu toutes les secondes) est utilisé en trajectographie (précision centimétrique) et le mode Stop & Go (acquisition pendant 15 secondes ou plus) permet d'atteindre des précisions inférieures au centimètre. Le mode dynamique implique l'utilisation de DGPS bi-fréquences.

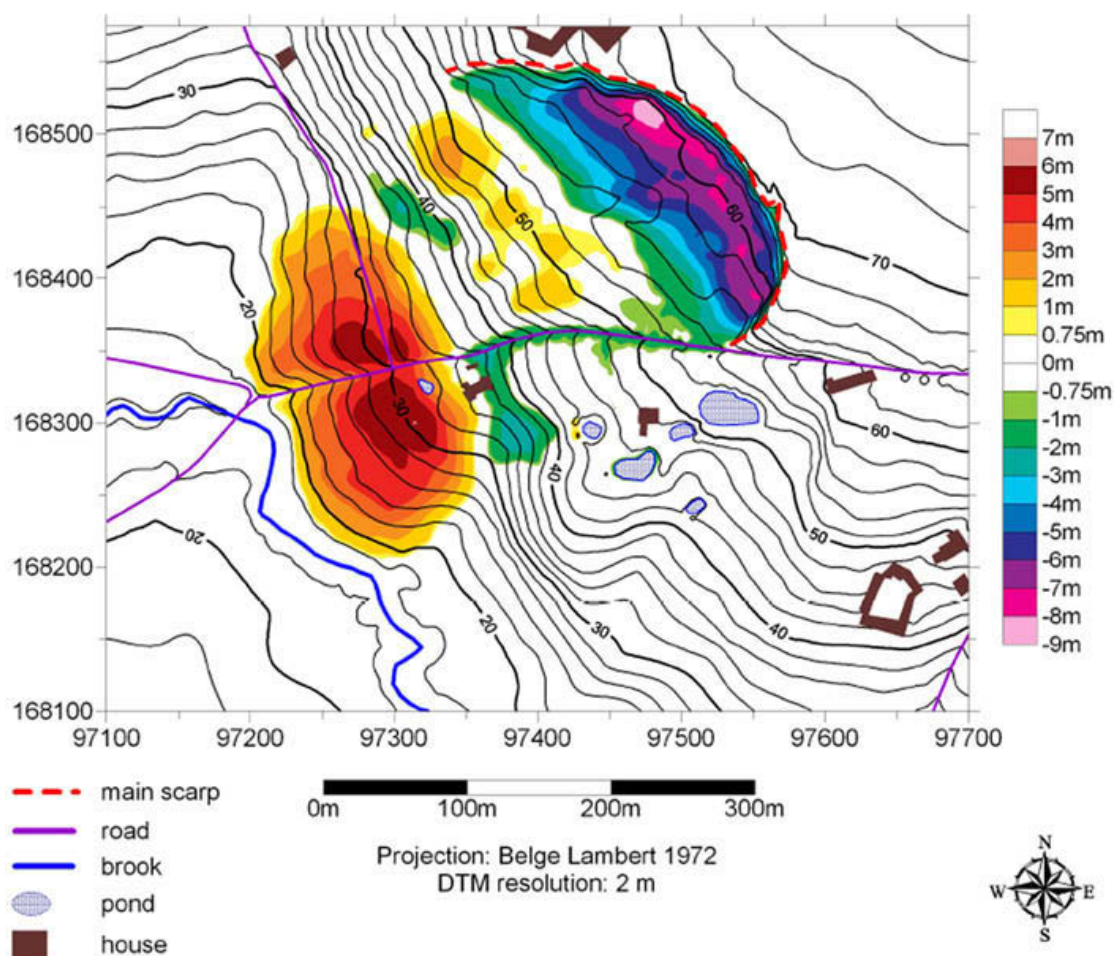
Dans tous les cas, il faut s'assurer que la référence soit sur une zone stable et il est bon d'agrémenter le réseau de suivi par 1 ou plusieurs points de mesure en périphérie de la zone glissée afin de calculer l'erreur de mesure. Quelques idées des précisions réelles obtenues sont présentées dans le **tableau 3**.

Tableau 3 – Indication de quelques précisions obtenues lors de campagne de suivi cinétique, en fonction du mode d'acquisition

Auteurs	matériel	ligne de base (m)	acquisition FS	acquisition RTK	Précision (mm)			
					FS xy	FS z	RTK xy	RTK z
Gili et al. (2000)	GPS Total Station 4000 Ssi bi-fréquence	880-1500	10 min.	2 s.	30	46	40	62
Squarizoni et al. (2005)	2 DGPS Magellan mono-fréquence	480-1660	1 h.		24/110	72		
Peyret et al. (2008)	Trimble Z-Max receiver.			5 min.			3	6
Mora et al. 2003	Trimble dual-frequency			15 s.			<10	10/20
Coe et al. (2003)	Ashtech Z-12 and Z-Surveyor, bi-fréquence		20 min.		10	15		

En mode RTK Stop & Go, l'augmentation du temps d'acquisition des données peut augmenter sensiblement la précision permettant d'atteindre une précision planimétrique inférieure au centimètre et altimétrique de l'ordre de 1 à 2 centimètres.

La comparaison de plusieurs MNT fournit une bonne mesure des changements topographiques dans le temps. L'acquisition des MNT se fait par photogrammétrie (Casson *et al.*, 2005 ; Dewitte & Demoulin, 2005 ; Brückl *et al.*, 2006 ; Zanutta *et al.*, 2006 ; Baldi *et al.*, 2008), interférométrie radar (SAR et DInSAR) (Strozzi *et al.*, 2005 ; Noferini *et al.*, 2007 ; Peyret *et al.*, 2008) ou laser terrestre et LiDAR (Du & Teng, 2007 ; Teza *et al.*, 2008). La technique fonctionne bien pour caractériser les différences entre situations pré et post-glissements (**fig. 26**) ou le suivi de mouvements rapides.

**Figure 26 – Exemples de changements topographiques relevés par comparaison de MNT après glissement (Dewitte & Demoulin, 2005)**

Le suivi de mouvements lents est plus délicat, car il implique d'obtenir des images ayant une précision altimétrique plus fine que les valeurs des changements potentiels. Baldi *et al.* (2008) appliquent les techniques stéréophotogrammétriques à des couples stéréoscopiques issus de photos aériennes au suivi du *Patigno landslide* et valident les résultats avec les suivis GPS. La technique enregistre les déplacements moyens de 3.5 cm/an sur des périodes de 12 et 17 ans (soit des changements d'une quarantaine de centimètres au moins). Noferini *et al.* (2007) ont appliqué avec succès le GB-SAR (SAR terrestre) sur un glissement lent (3cm/an), la méthode arrivant à détecter les changements sur un intervalle de 8 mois. Hors problèmes inhérents à chaque technique, la végétation rend parfois l'utilisation de ces méthodes difficile, voire impossible. L'article de Baldi *et al.* (2008) montre que le développement de la végétation entre 1987 et 2004, notamment dans la zone de départ, rend impossible toute analyse de ces zones. Des techniques de correction existent, mais sont limitées actuellement au couvert arborescent et ne sont pas applicables au couvert arbustif (Korpela *et al.*, 2007 ; Antonarakis *et al.*, 2008).

La structure interne - l'étude des structures internes des mouvements s'appuie sur des prospections directes (sondages destructifs ou non) ou des méthodes indirectes non destructives fournies par la géophysique.

Les sondages sont exécutés sur site à l'aide de méthodes destructives (forages avec tige à vis par exemple) ou non (carottages). Dans le cas des forages, la description des matériaux prélevés se fait sur place et fait appel à une grande part d'expertise, la connaissance des matériaux et faciès géologiques de la zone d'étude permettant d'y rechercher des indices précis qui vont donner plus de profondeur à l'interprétation des niveaux décrits. Les carottages conservent la structure initiale du matériau rendant possibles des manipulations géotechniques comme les essais de cisaillement. La stratégie d'échantillonnage, ou plan de sondage, est fondamentale, car elle doit permettre d'extrapoler la série de sondages sur une zone afin de produire une coupe géologique fondée sur ces sondages. Après foration, il est possible de mesurer la résistance des matériaux par pressiométrie, ce qui donne des informations sur la résistance du sol à la déformation. Plusieurs informations annexes sont tirées des sondages comme les niveaux d'eau, les zones de plus forte résistance à la foration, etc. Les trous créés par ces sondages peuvent ensuite être réutilisés pour l'installation d'inclinomètres ou de piézomètres. Lors de campagnes géophysiques, ces sondages sont essentiels pour caler les modèles géophysiques et interpréter correctement les images obtenues.

Shrott & Sass (2008) ont insisté sur l'importance qu'ont prises les investigations géophysiques dans les recherches géomorphologiques et pour l'étude des mouvements de terrain en particulier (Jongmans & Garambois, 2007) avec notamment, la résistivité électrique, la sismique réflexion, le GPR et des essais de fusion de l'ensemble des méthodes géophysiques.

La résistivité électrique a connu plus de succès dans son application aux mouvements de terrain. Cette technique mesure la différence de potentiel électrique entre 2 électrodes, exprimant la capacité des terrains à s'opposer à la circulation du courant électrique. Les résultats obtenus sont souvent liés au degré d'imbibition des différentes formations superficielles. Elle est de ce fait plus adaptée à l'investigation de mouvements de sols qu'à l'investigation de mouvements rocheux. De plus, la grande amplitude des valeurs connues pour différents substrats nécessite des investigations autres (sondages) pour bien interpréter un profil. Les résultats obtenus se présentent sous la forme de profil 2D (profil vertical et longitudinal, 50 électrodes). Cette technique permet d'obtenir des profils aussi bien pour des glissements relativement superficiels (Bell *et al.*, 2006 ; Van-den-Eeckhaut *et al.*, 2007 ; Göktürkler *et al.*, 2008 ; Naudet *et al.*, 2008) que pour des investigations plus profondes (Agnesi *et al.*, 2005 ; Jomard *et al.*, 2007). La résistivité permet souvent de bien identifier la surface de rupture, le corps du glissement et des éléments isolés au sein de la masse glissée (**fig.27**).

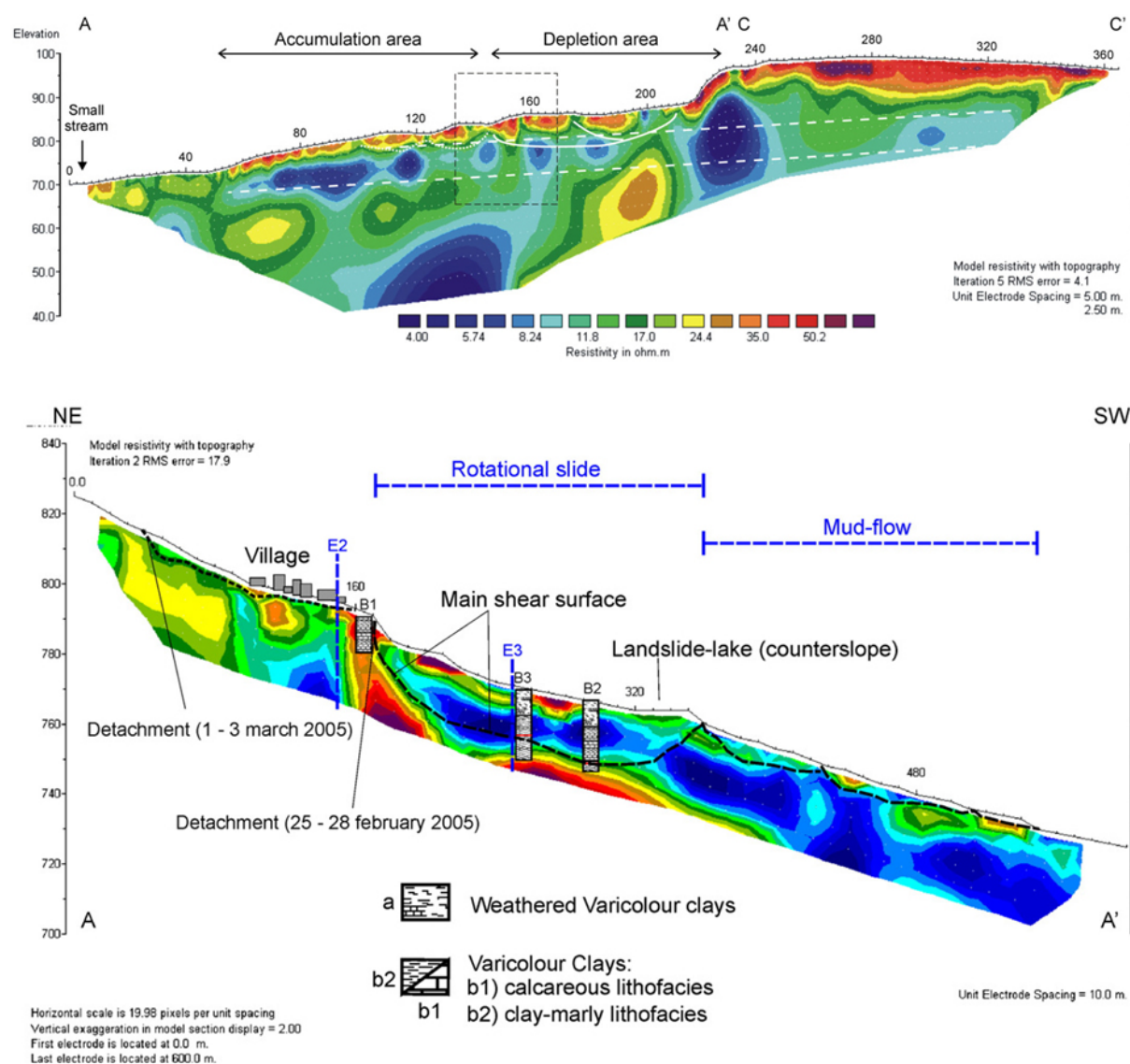


Figure 27 – Exemples de profils 2D de résistivité. Profil du haut) Collinabos landslide (Belgique), la ligne blanche pleine indique la surface de rupture, incurvée ainsi que les blocs glissés. 2 surfaces de rupture potentielles sont indiquées en tirée (Van-den-Eeckhaut *et al.*, 2007) ; Profil du bas) Bosco Piccolo landslide (Italie), la partie jaune située en haut à gauche correspond aux terrains en place, les terrains à faible résistivité (couleurs froides) sont interprétés comme les niveaux marneux et le corps du glissement tandis que les fortes valeurs de résistivité (couleurs chaudes) situées au niveau du sondage B1 illustrent la présence des niveaux calcaires. Les noyaux de forte résistivité entre les sondages B1 et B2 et les sondages B2 et B3 correspondent à des infrastructures de type gabions. Les lignes noires en tirés représentent la surface de glissement supposée (Naudet *et al.*, 2008)

Sass *et al.* (2008) reconnaissent la pertinence de la méthode qui, dans le cas des investigations menées sur le glissement d'Oschingen, a permis de préciser la limite nord-ouest du glissement, mal définie par l'approche géomorphologique. La résistivité « en temps réel » a également été étudiée par Suzuki & Higashi (2001) afin d'observer les dynamiques d'infiltration au sein d'un glissement après une pluie intense.

La sismique est basée sur le comportement et la vitesse différentiels des ondes P et S en fonction du matériau rencontré et traversé. Plus le matériau est dense, plus les vitesses sont importantes. En sismique réflexion (la sismique réflexion étant plutôt adaptée aux prospections profondes, elle est moins utilisée pour la caractérisation des mouvements de terrain), on utilise les premières arrivées des ondes P qui sont dépendantes du module élastique et de la densité du matériau traversé. Ces

ondes vont se propager le long des contacts entre matériaux de comportement sismique différent. Cette méthode est utilisée si le terrain vérifie l'hypothèse que les vitesses augmentent avec la profondeur.

Le GPR (Ground Penetrating Radar, sismique réflexion) s'appuie sur l'envoi de vagues électromagnétiques de haute fréquence dans le sol et permet de détecter des réflecteurs marquant des discontinuités. Il est essentiellement utilisé dans les investigations portant sur la glace dans le sol (pergélisol, phénomènes périglaciaires, etc.) ou pour la détection de structures nettes, comme le *bedrock*. Peu d'applications existent pour la caractérisation des mouvements de terrain eu égard aux résultats peu convaincants de la technique (Bruno & Mariller, 2000). Signalons cependant le travail de Bichler *et al.* (2004) qui ont obtenu des résultats plus prometteurs sur le *Quesnel Fork landslide*. Sur les 340m de profil, les auteurs ont pu en interpréter correctement environ 110m sur une profondeur de 25m. Les unités discriminées par le GPR sont en correspondance avec celles identifiées par des méthodes différentes. Le GPR, dans ce cas, a permis de bien différencier les unités graveleuses et détritiques des unités argileuses ou sableuses.

Sass *et al.* (2008) ont également testé cette technique sur le glissement d'Oschingen en Allemagne avec un relatif succès malgré une forte atténuation des signaux émis et une réflexion importante des zones boisées environnantes. Quelques structures sédimentaires, une portion de la surface de glissement ainsi qu'un bloc enfoui dans la masse ont pu être mis en évidence.

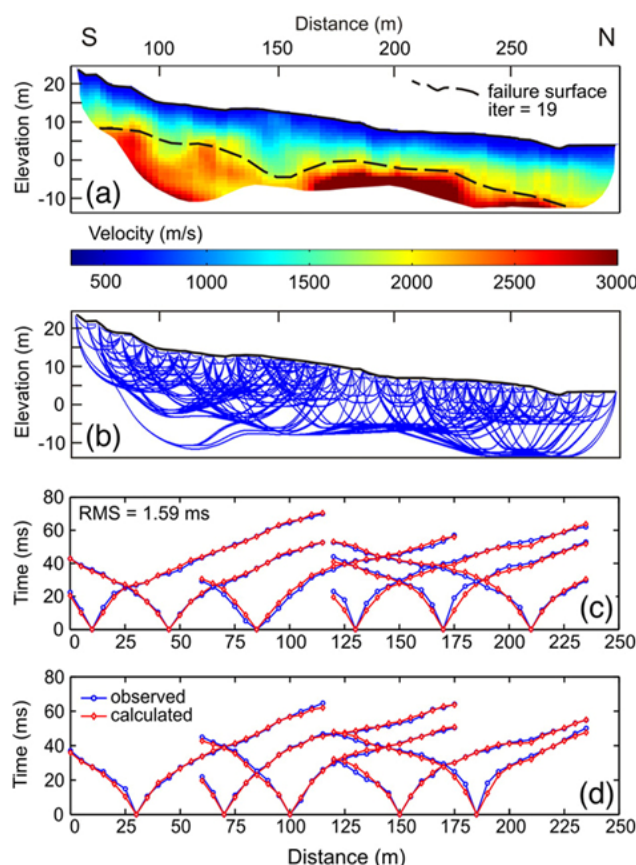


Figure 28 – Résultats de la sismique réfraction sur le *Altindag landslide*. a) tomogramme ; b) dromochrone ; c), d) comparaison entre temps de trajet calculés et observés (Göktürkler *et al.*, 2008)

La sismique réfraction est couramment utilisée pour déterminer la géométrie longitudinale des contacts

entre matériaux de surface. Son application pour caractériser les mouvements de terrain est récente (années 2000). La sismique réfraction classique a été utilisée pour le glissement DROM9 en Allemagne (Glade *et al.*, 2005) pour lequel les auteurs ont pu différencier une couche « colluviale » de matériaux altérés (370m.s^{-1}) du *bedrock* marno-calcaire (1100m.s^{-1}). Le *Altindag landslide* en Turquie (Göktürkler *et al.*, 2008) est caractérisé en sismique réfraction par 3 couches, interprétées comme le corps du glissement (400 à 800m.s^{-1} et 1000 à 1600m.s^{-1}) et le *bedrock* (vitesses $> 2000\text{m.s}^{-1}$). La surface de rupture varie entre 10 et 20m de profondeur (fig.28). Travelletti *et al.* (2010), sur un glissement développé dans du gypse à proximité de Glaive en Suisse, ont obtenu un modèle sismique à 4 couches sur une épaisseur supérieure à 50m. Les couches de faibles vitesses ($< 1500\text{m.s}^{-1}$) sont interprétées comme des niveaux de gypse plus ou moins altérés tandis que celles de fortes vitesses ($> 4000\text{m.s}^{-1}$) sont considérées comme le *bedrock* (anhydrite). Le niveau de vitesses intermédiaires (3000m.s^{-1}) pose problème et est prudemment interprété comme un niveau de gypse fracturé rempli par les résidus de dissolution.

Jongmans *et al.* (2009), dans leur étude du glissement d'Avignonet, ont montré que la sismique réfraction avec les ondes P était trop sensible à la présence d'eau et ne pouvait pas discriminer les déformations gravitationnelles au sein de la masse des argiles saturées. L'utilisation des ondes S, dans ce cas, apporte plus d'information sur la déformation du matériau argileux. Grandjean *et al.* (2006), avec les ondes P, ont très bien individualisé le corps du glissement-coulée de Super-Sauze (vitesses de 300 à 1800m.s⁻¹) du paléo-thalweg inscrit dans les marnes saines (vitesses > 1800m.s⁻¹). L'existence d'une discontinuité sismique au sein de la masse glissée (900m.s⁻¹) est interprétée comme un changement de l'état de fracturation du matériau remanié et de son état de saturation en eau.

Cet exemple du glissement de Super-Sauze nous permet de terminer sur les tentatives de fusion de données géophysiques dont l'objectif est d'affiner l'interprétation que l'on peut faire d'un jeu de données géophysiques. Grandjean *et al.* (2007), sur le glissement-coulée de Super-Sauze, pour chaque jeu de données de résistivité électrique et de sismique réfraction (ondes P et S), ont établi des hypothèses de probabilité de comportement géotechnique à l'aide de fonctions floues (*fuzzy logic*) (**fig.29**). Ces hypothèses sont :

- plus la vitesse des ondes P augmente, plus la probabilité de disparition des fissures de traction augmente,
- plus la résistivité augmente, plus la probabilité de saturation du matériau baisse,
- plus la vitesse des ondes S augmente, plus la probabilité de déformation par cisaillement baisse.

À partir de ces hypothèses et des probabilités établies à partir de règles floues, les auteurs proposent 2 modèles de données fusionnées, le premier établissant les probabilités de comportement fragile (couleurs chaudes), le second, les probabilités de comportement plastique (couleurs chaudes) (**fig.29-4**). La zone de forte possibilité de comportement fragile correspond à la zone de forte densité de fissures de traction, de faible saturation en eau et de fortes vitesses enregistrées par les inclinomètres. C'est l'unité géotechnique qualifiée de « corps rigide » (Malet & Maquaire, 2003). La zone de forte possibilité de comportement plastique est liée à la présence d'argile non fissurée (forte influence des ondes S dans la caractérisation de cette configuration).

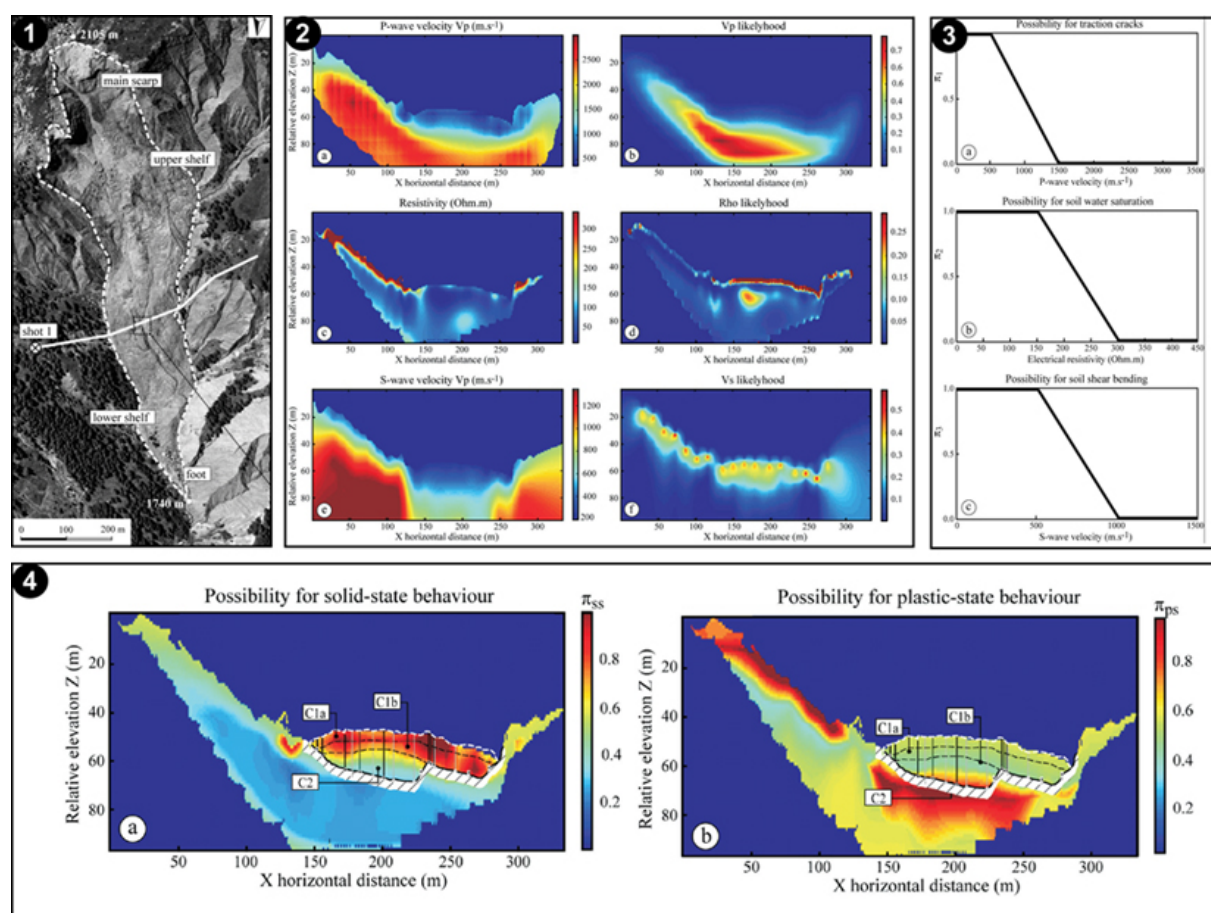


Figure 29 – Fusion de données géophysiques sur le glissement-coulée de Super-Sauze. 1) localisation du profil sur le glissement ; 2) ondes P en haut, résistivité au milieu et ondes S en bas. Les tomogrammes sont à gauche et les probabilités dérivant des fonctions de vraisemblance à droite ; 3) fonction de vraisemblance décrivant les 3 hypothèses ; 4) Distribution des possibilités de comportement fragile (gauche) et plastique (droite).

Chaque méthode vue précédemment offre des détails sur une partie de la complexité de l'objet étudié et l'utilisation d'une méthode mise en œuvre de façon isolée peut amener l'opérateur à faire de fausses interprétations. La combinaison des investigations est le meilleur moyen de réduire les risques de mésinterprétation et permet d'approfondir l'approche géomorphologique (Schrott & Sass, 2008). Mais, il ne faut jamais oublier l'objectif premier de l'utilisation de ces méthodes qui, pour le géomorphologue, est de servir une recherche géomorphologique. La discussion avec les géophysiciens et géotechniciens est donc fondamentale, le géomorphologue devant faire l'effort de comprendre les bases conceptuelles de ces disciplines afin d'exprimer au mieux sa demande d'investigations et de faire une interprétation juste des résultats. Mais, c'est le travail géomorphologique réalisé en amont (compréhension du contexte et des dynamiques géomorphologiques générales) qui donnera une valeur à ces résultats de par le lien créé entre toutes ces investigations séparées.

1.4. Les inventaires (2) : stratégies d'exploitation et d'analyse

On l'a vu dans le point précédent, un inventaire peut être plus ou moins complet en fonction des investigations menées pour sa réalisation et du niveau de précision recherché. En fonction de la qualité et de l'exhaustivité des informations ainsi que des objectifs de l'étude, plusieurs voies possibles d'analyse peuvent être empruntées. Dans la plupart des cas, l'inventaire de glissements de

terrain peut être considéré comme une base de données environnementale géoréférencée, format propice aux développements d'analyses quantitatives. À ce niveau, nous considérons l'analyse brute de l'inventaire, c'est-à-dire de la base de données, sans croisement avec d'autres facteurs extérieurs.

Cette analyse brute répond à 2 objectifs :

- connaître la structure et les caractéristiques de la population de glissements,
- appréhender les logiques de répartitions spatiales.

Les approches statistiques descriptives, exploratoires et fréquentielles sont une réponse au premier objectif. À ce stade, le travail se fait uniquement sur les attributs qualifiant la population. Le second objectif portant sur l'organisation spatiale des individus, le champ de la géostatistique apporte des outils pertinents d'analyse.

Avant d'entamer l'analyse proprement dite, la base de données peut être enrichie d'informations morphométriques dérivées des attributs morphométriques bruts (mesurés sur le terrain ou sur carte).

1.4.1. Les variables dérivées

Les attributs morphométriques des mouvements de terrain sont une source intéressante pour l'analyse quantitative (statistiques descriptives ou exploratoires multivariées). Les attributs morphométriques bruts sont cependant délicats à mesurer du fait qu'ils sont définis à partir d'une forme « type » de mouvement (**fig.30**). Dans la réalité, les formes étant moins régulières, cela implique des choix de mesure rendant cette dernière un peu subjective. Si la surface et le périmètre sont des mesures automatisables dans un SIG (données objectives), les mesures de longueur et largeur restent manuelles et donc critiquables. Les données concernant les épaisseurs sont également délicates à obtenir, car elles impliquent des sondages ou des investigations lourdes, la forme de surface ou les affleurements existants n'étant parfois pas suffisants pour estimer correctement ces paramètres

Ces précisions sont rarement spécifiées dans les articles ce qui rend difficile l'estimation de l'erreur ou de l'approximation des variables utilisées.

De nombreux attributs dérivés peuvent être calculés à partir des attributs morphométriques bruts afin d'enrichir la caractérisation des objets dans la base de données.

Les attributs dérivés majeurs sont la dénivelée du mouvement ($H = A_{max} - A_{min}$) ainsi que le rapport H/L_p . Ce facteur correspond à l'angle de friction apparent du mouvement et a été développé à l'origine pour caractériser le comportement de phénomènes de type avalanches rocheuses (Sheidegger, 1973 ; Hsü, 1975) puis qualifier tous types de mouvements. Corominas (1996) a montré la corrélation existante entre le rapport H/L et le volume du phénomène (7) :

$$H/L = 0.897 (vol)^{-0.085} \quad (7)$$

avec vol , le volume de l'événement en m^3 .

Cette relation montre que le rapport décroît (la distance parcourue augmente) avec le volume du phénomène. Si la relation est vérifiée et semble robuste pour les événements de forts volumes, signifiant l'existence d'un processus interne dominant, elle est moins fiable pour les phénomènes de plus petits volumes contraints par des éléments topographiques ou géotechniques locaux (Finlay *et al.*, 1999 ; Hunter & Fell, 2003 ; Hattanji & Moriwaki, 2009).

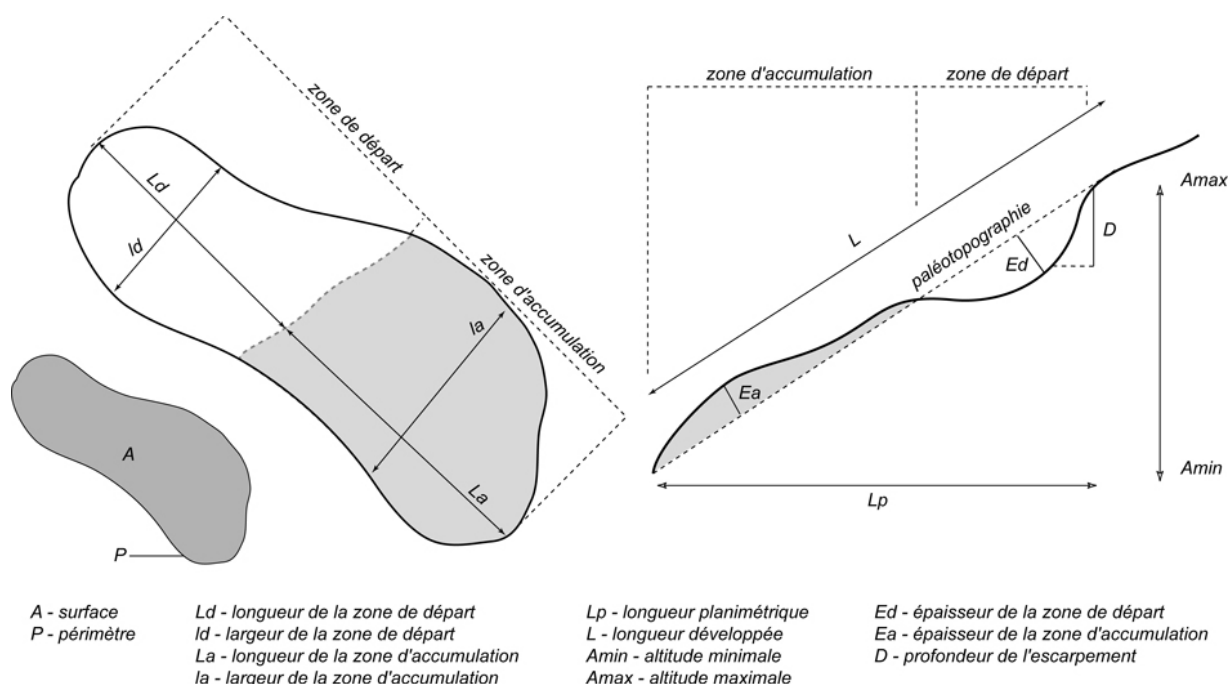


Figure 30 – Attributs morphométriques bruts

La *compacité C* ou l'*étirement* du mouvement sont également quantifiables via le rapport Lp/l avec l , la longueur du plus grand axe perpendiculaire à la pente. L'*indice de profondeur P* (D/L) développé par Skempton (1953) a été repris par Crozier (1973) dans son article pour caractériser les mouvements de terrain. Il permet de discriminer les glissements superficiels (souvent translationnels) des glissements profonds.

L'*indice de dilatation Di* (la/ld) est utilisé pour définir la chenalisation de la partie basse (transformation du glissement en coulée) ou son aplatissement (Crozier, 1973).

L'*indice de plasticité EP* (8) représente la capacité du mouvement à s'écouler ou non. Plus cet indice est petit, plus le mouvement est considéré comme plastique, plus il est grand, plus le comportement est fluide (Crozier, 1973) :

$$EP = [Di - 1] * (La/Ld) * 100 \quad (8)$$

Il existe bien entendu d'autres indices dérivés que nous ne passerons pas en revue, considérant que les indices précédents sont les principaux utilisés pour caractériser un glissement de terrain. Ces indices permettent de réaliser des premiers classements de synthèse et de se faire une idée des processus sous-jacents.

1.4.2. L'analyse statistique

Nous déclinons ce type d'analyse en 3 approches, à savoir i) l'analyse descriptive et exploratoire, ii) l'analyse fréquentielle et iii) l'analyse temporelle lorsque les glissements sont datés.

1.4.2.1. L'analyse descriptive et exploratoire

L'exploration des attributs qualitatifs se limite souvent à l'analyse de leurs distributions, le type de glissement étant l'attribut le plus communément pris en compte. Van den Eeckhaut *et al.* (in press),

par exemple, dans leur inventaire d'anciens glissements dans les Flandres, ont entre autres retenu la répartition des phénomènes en fonction des types rotationnel, complexe ou déformation profonde. Thiery (2007) a analysé 482 mouvements issus de son inventaire sur le bassin de Barcelonnette en s'appuyant sur la répartition des phénomènes en fonction de leur type (8 types), de leur état d'activité (4 états) et de leur classe de profondeur (4 classes, considérées ici comme un critère qualitatif). Devoli *et al.* (2007), à partir d'un inventaire historique des mouvements de terrain du Nicaragua, ont retenu le type de mouvement (10 types), le type de structures touchées et le type de causes retenues. Ces analyses qualitatives se font communément *via* l'analyse des distributions (boîte à moustaches, analyse univariée, etc.).

Les variables quantitatives, et notamment morphométriques, se prêtent bien aux analyses statistiques classiques (univariée et bivariée) ou multidimensionnelles. Le travail d'analyse multidimensionnelle menée sur les attributs morphométriques des glissements par Thiery (2007) en est un exemple caractéristique. Les Analyses en Composantes Principales (ACP) et Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) sont particulièrement bien adaptées à ce type de données continues et permettent de dégager des facteurs dominants expliquant la variance de la population et de classer les individus en groupes morphométriquement homogènes.

Cependant, l'utilisation des attributs morphométriques dérivés demande une attention particulière à la détection des colinéarités. En effet, du fait de leur construction à partir des données brutes, les corrélations et colinéarités entre variables sont fréquentes et faussent l'analyse si elles ne sont pas détectées en amont. Le choix des variables à traiter reste à la diligence du scientifique...De plus, ce type d'analyse n'est pas adapté dans le cas où il existe des relations non linéaires entre les variables, impliquant alors de passer aux analyses multidimensionnelles non linéaires et de trouver les lois de probabilité décrivant la relation de chaque paire de variables.

1.4.2.2. L'analyse fréquentielle

Ce type d'analyse se concentre essentiellement sur les relations fréquence/magnitude (§1.1) permettant de décrypter la structure sous-jacente de la population étudiée. Nous séparons cette approche de la précédente essentiellement à cause de leurs différences conceptuelles profondes. En effet, cette approche « fréquentielle » fait clairement référence aux concepts issus des théories sur les systèmes complexes.

Les variables utilisées pour quantifier la magnitude sont essentiellement la surface ou le volume et ces analyses portent souvent sur des inventaires conséquents.

Guzzetti *et al.* (2002) ont analysé 2 inventaires, le premier historique recensant 16 809 glissements et le second, lié à un épisode ponctuel de fonte de neige (4233 glissements). L'ajustement par une fonction puissance colle bien aux mouvements $> 0.03 \text{ km}^2$ (inventaire historique) et aux mouvements $> 0.001 \text{ km}^2$ (inventaire ponctuel) (**fig.31**). L'exposant b (-2.5) est sensiblement le même dans les 2 cas signifiant que les glissements induits par ce phénomène de fonte brutale de neige expliquent une grande part des glissements recensés dans l'inventaire historique. Il s'agit donc d'un facteur de contrôle majeur pour la zone d'étude.

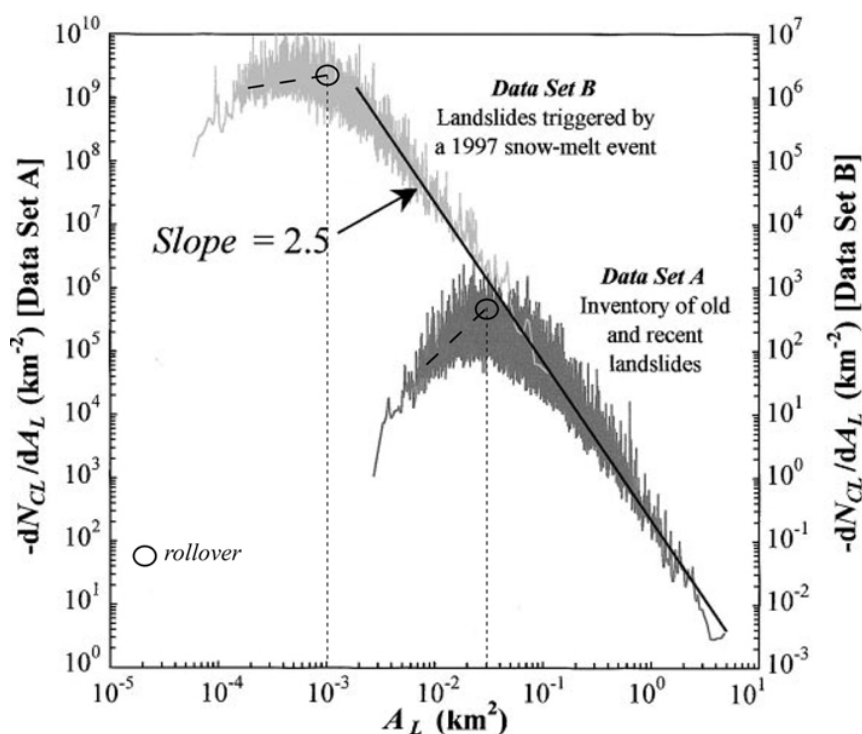


Figure 31 – Distribution non cumulative (densité de fréquence) des mouvements en fonction de leur surface des inventaires A et B et rollover, modifié de Guzzetti et al. (2002)

Un des problèmes récurrents de ce type d'analyse est le phénomène de *rollover*. Visible sur la **figure 31**, la distribution est parfaitement ajustée avec la loi puissance jusqu'à une certaine surface en dessous de laquelle, la distribution s'infléchit nettement.

Pour l'inventaire A (historique), ce phénomène est lié à l'incomplétude de l'inventaire, les petits glissements anciens ayant été effacés (§ 1.3.1). Pour l'inventaire B (fonte de neige), les formes étant fraîches, l'inventaire est considéré complet. Le *rollover* serait ici lié au passage de glissements contrôlés par la cohésion du matériau (petits) vers ceux contrôlés par la friction interne du matériau (moyens et grands glissements).

Guthrie & Evans (2004) ont analysé 201 *debris slides* et *debris flows* en Colombie Britannique et ajustent la distribution fréquence/magnitude avec une loi puissance d'exposant -1.56 mais avec un *rollover* à 10 000m². Les auteurs favorisent une explication climatique ou physiographique en comparant leur distribution avec des distributions voisines et en les ajustant selon une distribution double-Pareto.

Le *rollover* est sensible également à l'échelle de la cartographie et est donc lié en partie à la méthode d'inventaire (Stark & Hovius, 2001). Guzzetti *et al.* (2002) et Malamud *et al.* (2004) utilisent les distributions non cumulées ce qui suppose de créer des classes de surface ou de volume (*bins*) afin de réaliser l'histogramme. Brardinoni & Church (2004) ont montré dans leur étude de plus de 900 glissements superficiels en Colombie Britannique que le choix de la taille des classes influençait nettement le résultat final.

'... the choice of bin size can influence the apparent regularity of the distribution - by affecting how much of the sampling variance is subsumed within the bin totals ; the procedure also affects the assigned frequencies, which depend on bin size'. (Brardinoni & Church, 2004)

Malamud *et al.* (2004) proposent, à partir de l'analyse fréquentielle de plusieurs inventaires bien documentés, des « abaques » de référence liant la magnitude, la surface des glissements et leur densité de fréquence (**fig.32**). Ces abaques sont adaptés aux événements actuels pour lesquels un inventaire quasi exhaustif existe ou est réalisé. Les auteurs extrapolent ces résultats afin de comparer les résultats d'inventaires historiques, donc incomplets, aux courbes de fréquence/magnitude réalisées. L'hypothèse étant que les petits glissements disparaissent vite, mais que les grands glissements sont des témoins d'événements passés, Malamud *et al.* considèrent qu'on peut estimer le nombre de mouvements potentiels (effacés) d'une région et la magnitude de la population.

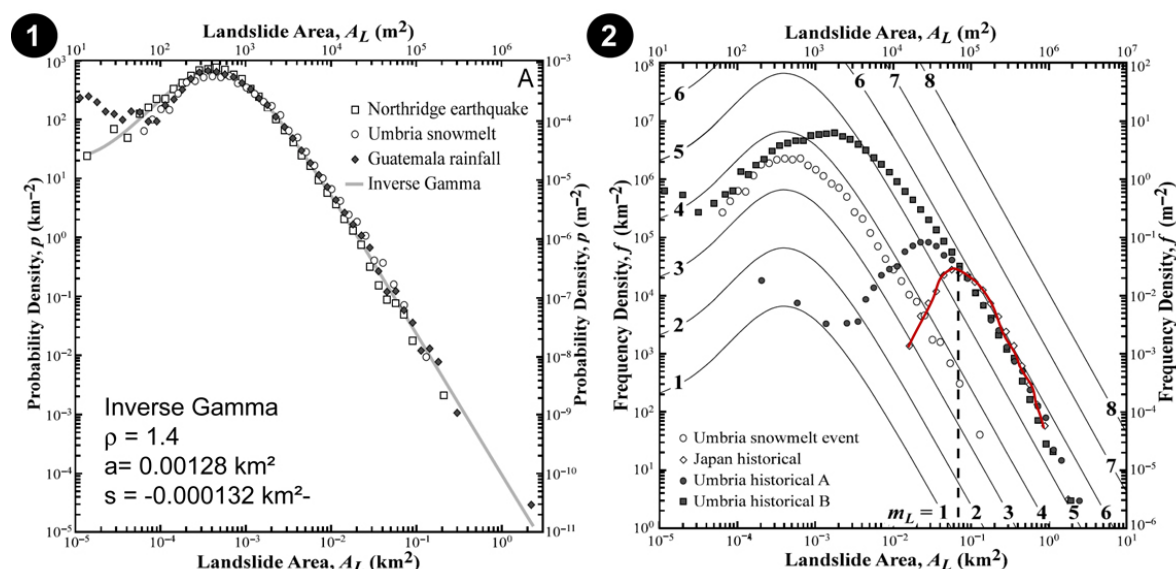


Figure 32 – Ajustements magnitude/fréquence proposés par Malamud *et al.* (2004). 1) ajustement par une fonction Gamma inverse de 3 inventaires “substantiellement” complets liés à un événement déclencheur (*triggering-induced landslide*) ; 2) ajustements proposés pour des inventaires historiques incomplets en fonction de la classe de magnitude des plus grands mouvements (en rouge apparaît la répartition de l’inventaire historique japonais ainsi que la position du rollover à environ $7 \cdot 10^{-2}$ km²)

Sur la **figure 32.2**, l’inventaire historique au Japon (tracé rouge) recense 3424 mouvements historiques sur les 10 000 dernières années. Les mouvements de grande surface, témoins des événements passés, placent l’inventaire dans la gamme de magnitude 6, ce qui amène à estimer à $10^6 \pm 500\,000$, le nombre de mouvements totaux. Considérant l’inventaire réalisé, plus de 99.9% des mouvements potentiels sur les 10 000 dernières années n’ont pas été inventoriés (on peut considérer qu’ils ont disparu).

Cette approche, très séduisante, pose néanmoins question au géomorphologue. En effet, selon les auteurs, la magnitude mL équivaut à (9) :

$$mL = \log 10NLT \quad (9)$$

avec NLT , nombre de mouvement total.

Les ajustements proposés étant basés sur des inventaires de mouvements induits par un événement particulier, ces ajustements ne prennent pas en compte les héritages. Or, selon le raisonnement des auteurs, les glissements d’ampleur, non effacés, seraient l’expression d’événements passés de magnitudes corrélées à leur surface et établissent la gamme de magnitude dans laquelle l’inventaire doit être considéré. Nous revenons ici à ce qui avait été évoqué au §1.1.3, à savoir l’emboîtement de

cycles de plus ou moins grande amplitude et fréquence dans le temps. Les événements majeurs d'un cycle de niveau II ou III ne sont pas l'expression des événements d'un cycle de niveau I (**fig.33**).

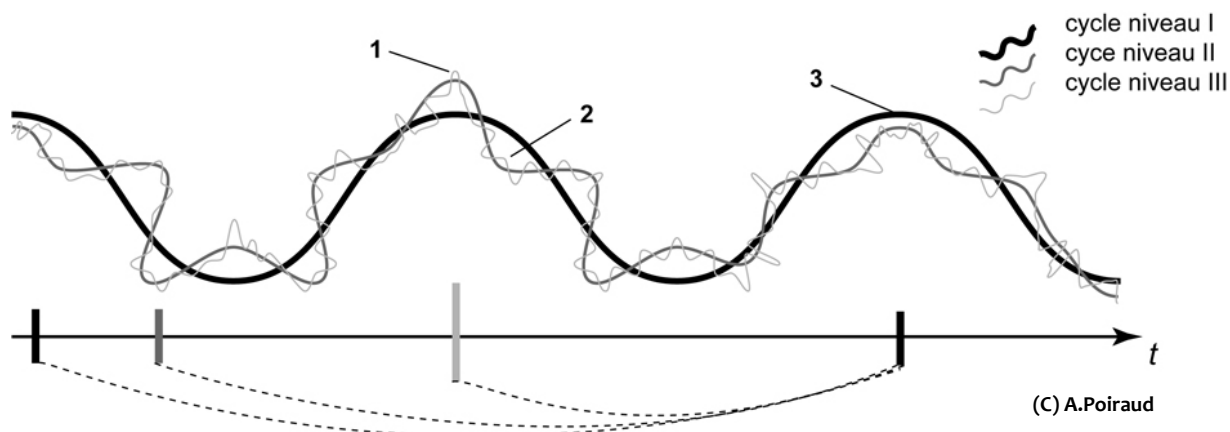


Figure 33 – Dynamique idéalisée de l'intensité morphogénique dans le temps (la quasi-régularité des cycles n'a qu'une vocation pédagogique). Le cycle de niveau I peut correspondre par exemple aux variations glaciaire/interglaciaire ou à un soulèvement tectonique important. Le cycle de niveau II correspond alors aux variations de températures et d'humidité au sein d'un cycle interglaciaire (les variations Atlantiques/Subboréal dans l'Holocène) et le cycle de niveau III à des événements extrêmes au sein d'un cycle de niveau II (exemple de précipitations centennales ou pluricentennales ou un séisme). Les chiffres 1, 2 et 3 sont expliqués dans le texte

Sur la **figure 33**, l'événement 1 est considéré comme extrême et l'ajustement magnitude/fréquence sera une estimation maximale. Par contre, si la construction de l'ajustement se fait sur l'événement n°2, il y'aura une sous-estimation de la magnitude potentielle. L'inventaire historique étant l'expression d'une somme d'événements morphogènes dans le temps, les indices géomorphologiques hérités (anciens mouvements de masse d'ampleur) peuvent être l'expression de cycles de niveau I (par exemple une transition glaciaire/interglaciaire, n°3 sur la figure) qui n'ont rien à voir avec les processus actuels générateurs d'événements morphogéniques. Un certain contexte climatique peut engendrer des formes d'ampleur se façonnant dans le temps et qui ne sont pas forcément liées à un événement ponctuel de magnitude donnée. Ainsi, la généralisation des abaques construits à partir d'inventaires liés à un événement morphogène ponctuel à l'analyse des inventaires historiques nous semble-t-elle conceptuellement critiquable.

Le *rollover* de la fonction Gamma inverse n'exprimera donc pas la même chose dans le cas d'un inventaire faisant suite à des mouvements initiés par un phénomène moteur unique (expression d'un facteur interne mécanique ou physique lié à la taille (Pelletier *et al.*, 1997 ; Guzzetti *et al.*, 2002)) et dans le cas d'un inventaire historique (expression possible de la présence de 2 sous-populations contrôlées par des forçages externes différents (Van-Den-Eeckhaut *et al.*, 2007b)).

La relation fréquence cumulée/magnitude est également utilisée et est plus instinctive. Cette conception est plus proche des approches fréquentielles classiques permettant de déterminer une magnitude selon un temps de retour ou une probabilité de dépasser une certaine magnitude (Chau *et al.*, 2004 ; Guthrie & Evans, 2004).

En tout état de cause, ce type d'analyse implique une grande prudence dans les interprétations, car les courbes magnitude/fréquence ne sont que l'expression synthétique d'une complexité qu'il nous est difficile d'appréhender totalement.

1.4.2.3. L'analyse temporelle

Dès lors que les mouvements d'un inventaire sont datés, il est possible de réaliser des analyses temporelles à diverses échelles (heure, jour, mois ou année). Devoli *et al.* (2007), Guthrie & Evans (2004) ou Guthrie (2002), entre autres, ont proposé des graphiques présentant la fréquence d'occurrence d'événements par année ou par mois. Ces résultats permettent de détecter les années de forte fréquence et d'en cibler les causes (**fig.34**) ou de déceler une certaine rythmicité moyenne intra-annuelle liée aux processus météorologiques. Nous signalons l'étude de Chau *et al.* (2004) à Hong-Kong qui, à partir d'un inventaire de 623 mouvements datés à l'heure près, ont fourni un diagramme de fréquence horaire de déclenchement des phénomènes (répartition suivant une loi quasi normale avec le maximum de fréquence à 12 heures).

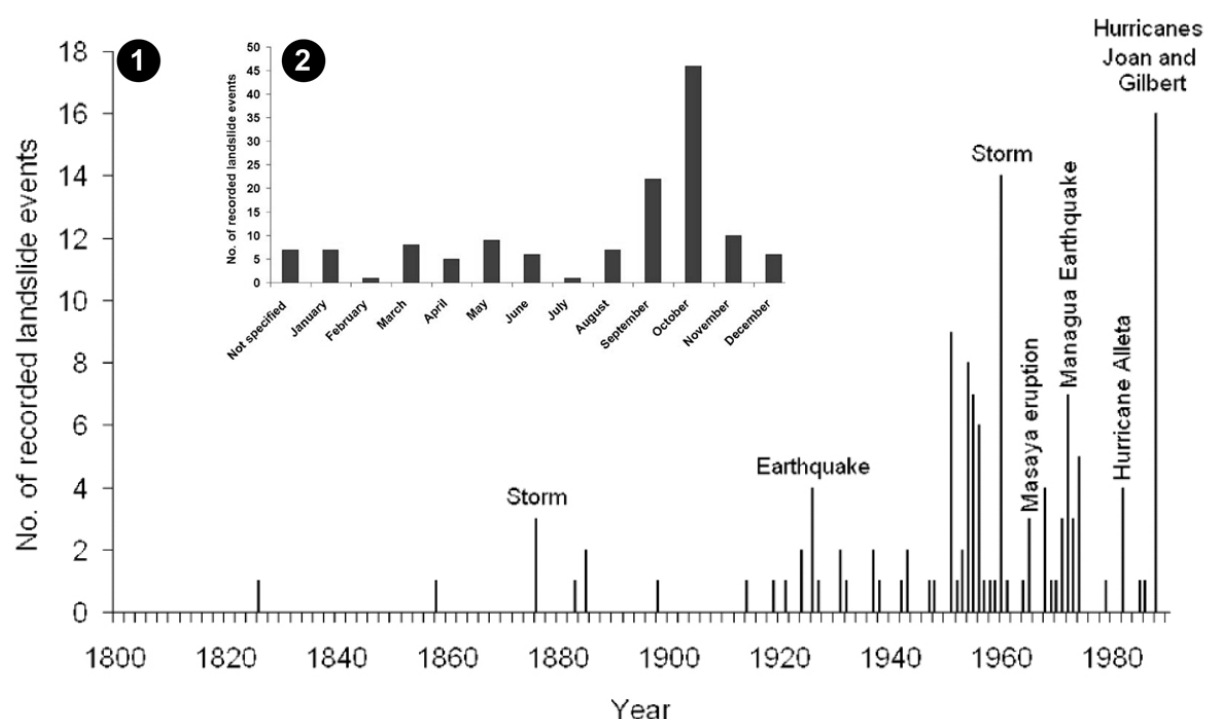


Figure 34 – Fréquence de mouvements enregistrés au Nicaragua en fonction du temps (Devoli *et al.*, 2007). 1) répartition sur les 19^{ème} et 20^{ème} siècles et corrélation avec les facteurs de déclenchement supposés ; 2) fréquence moyenne mensuelle de mouvements

Nous renvoyons au §1.3.1.3 pour les précautions nécessaires à prendre concernant l'interprétation des fréquences dans le temps, ces résultats étant soumis à une certaine imprécision du fait de la qualité des données (Ibsen & Brunsden, 1996).

1.4.3. L'analyse spatiale

L'analyse d'objets spatialisés porteurs d'une ou plusieurs informations peut être abordée par i) l'analyse des densités et ii) les analyses des agrégats (*clustering*) et d'autocorrélation spatiale.

1.4.3.1. L'analyse des densités

Les premières analyses de densité de glissements de terrain sont l'œuvre de Wright *et al.* (1974), suivi de DeGraff & Canuti (1988). Classiquement, la densité est calculée soit en dénombrant un nombre de phénomènes par unité de surface, soit en calculant le % de surface occupée par les

phénomènes par unité de surface. Bulut *et al.* (2000) ont utilisé un inventaire de 1983 afin de construire une carte d'isovaleurs (isopleth) des densités de glissements selon la formule (10) :

$$S\% = (S1/S2) * 100 \quad (10)$$

Avec S%, le pourcentage de surface occupée ou touchée par un glissement, S1, la surface totale de glissement dans S2, et S2, la surface de l'unité de calcul, dans ce cas, un cercle de 325 mètres de rayon. L'implémentation de ce type de procédure est simplifiée par les modules de calcul par fenêtres glissantes présents dans la plupart des SIG. Chau *et al.* (2003 ; 2004) ont réalisé des cartes de densité de chutes de bloc dans les environs de Hong-Kong en appliquant une grille de cellule de 500m (0.25km²) de côté et en dénombrant le nombre d'occurrences par cellule. Ce « patron » de valeurs sert de base au tracé des isolignes.

Une variante du calcul simple de densité est l'estimation par noyau (*Kernel density* - Silverman, 1986). Le principe de la méthode est d'appliquer une fonction de répartition gaussienne de maximum 1 à chaque point (ici, les glissements de terrain), l'amplitude de cette fonction correspondant au diamètre de recherche demandée. Une fenêtre glissante est ensuite appliquée et fait la somme des valeurs de densité rencontrées à chaque coordonnée. On obtient au final une carte lissée du nombre de phénomènes par unité de surface. Cette méthode est intéressante lorsque les mouvements inventoriés sont assez homogènes en taille, car l'assimilation du mouvement à 1 point est acceptable. Par contre, dès lors que l'inventaire se révèle hétérogène, avec des grandes variations de la taille des phénomènes, la méthode d'estimation de la part de surface « glissée » par unité de surface se révèle plus adaptée.

Guthrie & Evans (2004) ont appliqué une cette technique pour réaliser des cartes de densité en fonction des années sur la côte ouest de Colombie Britannique (**fig.35**). Ceci permet d'avoir une vision synoptique du phénomène dans le temps.

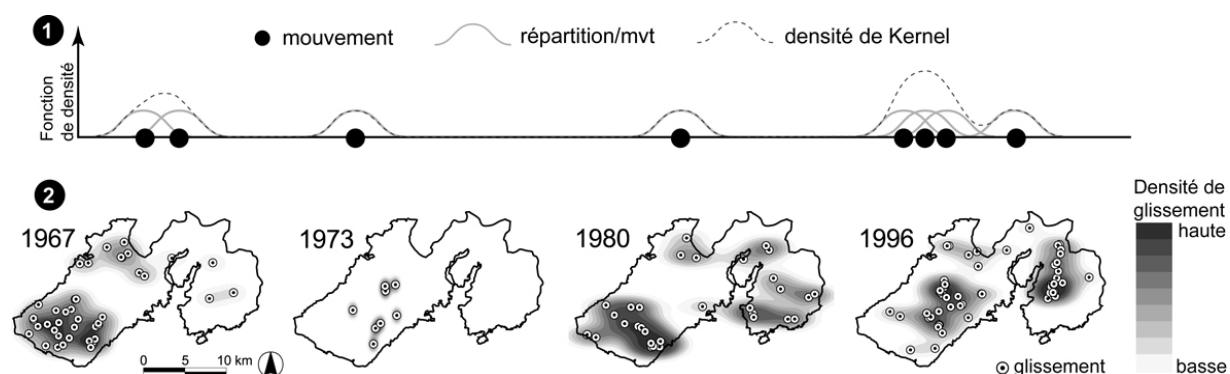


Figure 35 – Carte de densité de mouvement par la méthode d'estimation des noyaux (*Kernel density*). 1) principe de construction de la fonction de densité ; 2) exemple de résultats cartographiques de la densité de mouvements à 4 années différentes, modifié de Guthrie & Evans, 2004

1.4.3.2. Agrégats et autocorrélation spatiale

L'analyse des agrégats est une variante de l'analyse de la densité. Le principe est de vérifier si les objets inventoriés sont répartis de manière homogène, aléatoire ou groupée dans l'espace. La distance moyenne du voisin le plus proche est calculée et comparée à la distance euclidienne moyenne théorique d'une distribution homogène des entités (R). Si $R < 1$, la structure spatiale de l'inventaire tend à être formée de groupes, si $R > 1$, la structure est dispersée. Cette analyse peut se faire également selon les attributs des objets (par exemple, le type de mouvement) afin de voir l'existence d'une autocorrélation spatiale (Moran, 1950 ; Geary, 1954). Le *c* de Geary (mesure de la

dissemblance) et le *I* de Moran (mesure de la ressemblance) sont 2 indices couramment utilisés en analyse spatiale. L'intérêt de ces indices est que l'écart-type leur est associé ce qui permet de tester leur signification statistique.

Aubry & Piégay (2001) ont cependant montré la difficulté de l'estimation de l'autocorrélation spatiale en géomorphologie. En effet, l'anisotropie des phénomènes géomorphologiques implique de réaliser plusieurs analyses unidirectionnelles de l'autocorrélation spatiale pour être exhaustif. Ceci est très bien illustré dans leur étude des formes d'érosion du bassin du Soubrion (**fig.36**). Les auteurs y mettent en évidence la sensibilité des indices d'autocorrélation au phénomène d'anisotropie.

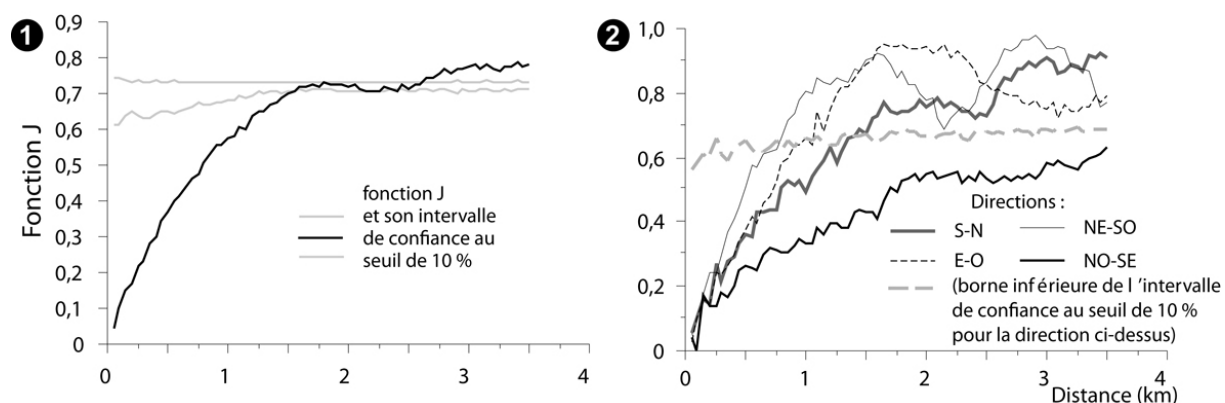


Figure 36 – Mesure de l'autocorrélation spatiale des formes d'érosion dans le bassin du Soubrion (Aubry & Piégay, 2001).
1) fonction omnidirectionnelle ; 2) fonctions unidirectionnelles

Finalement, ce type d'analyses est rarement réalisé et nous n'avons pas trouvé d'exemples d'application aux inventaires de mouvements de terrain. Pourtant, elles sont un support au raisonnement géomorphologique permettant d'asseoir ce dernier sur des résultats statistiquement validés.

L'analyse spatiale peut aller plus loin en mettant en relation les objets de l'inventaire (mouvements de terrain) avec des variables externes comme la nature des terrains, les contraintes physiographiques, etc. Cette partie sera développée dans le ch.7, car ce type d'analyse est très souvent associé au processus de modélisation de l'aléa mouvement de terrain, les méthodes d'analyse étant alors dépendantes des stratégies de modélisation.

Conclusions du Chapitre 1

Les glissements de terrain sont des objets géomorphologiques complexes situés à la croisée de plusieurs disciplines et qui sont caractérisés par leur morphologie, leur cinétique et leur temporalité (§1.1). Les investigations menées pour inventorier, décrire et comprendre ces formes font de plus en plus appel à une démarche pluridisciplinaire réalisable le plus souvent au sein d'équipes formées autour de projets scientifiques comme ceci a pu apparaître en filigrane au gré des citations bibliographiques (multiplication des *et al.*). Cette pluridisciplinarité n'est pas le seul fait d'une meilleure intégration disciplinaire, mais découle également de la complexification des outils et méthodes aujourd'hui à notre disposition nécessitant des compétences spécialisées qu'un seul scientifique ne peut cumuler et conséquence de l'évolution quantitativiste de la discipline (§1.3).

À l'échelle de l'objet, ces techniques permettent désormais d'ausculter (au sens premier du terme) les corps sédimentaires, de quantifier leurs déformations, de dater les événements, de préciser les morphologies, etc. L'acquisition de données environnementales offre aujourd'hui au géomorphologue des informations que l'œil seul ne peut percevoir, augmentant ainsi le champ de sa connaissance et ses possibilités de compréhension (§1.3).

À l'échelle d'une zone d'étude, les possibilités offertes par la photointerprétation et tous ses dérivés facilitent le travail d'inventaire, permettant l'établissement de bases de données environnementales de plus en plus fournies (§1.3). Le développement des SIG et des outils statistiques facilite également le traitement de ces bases et autorise des analyses robustes et rigoureuses (§1.4).

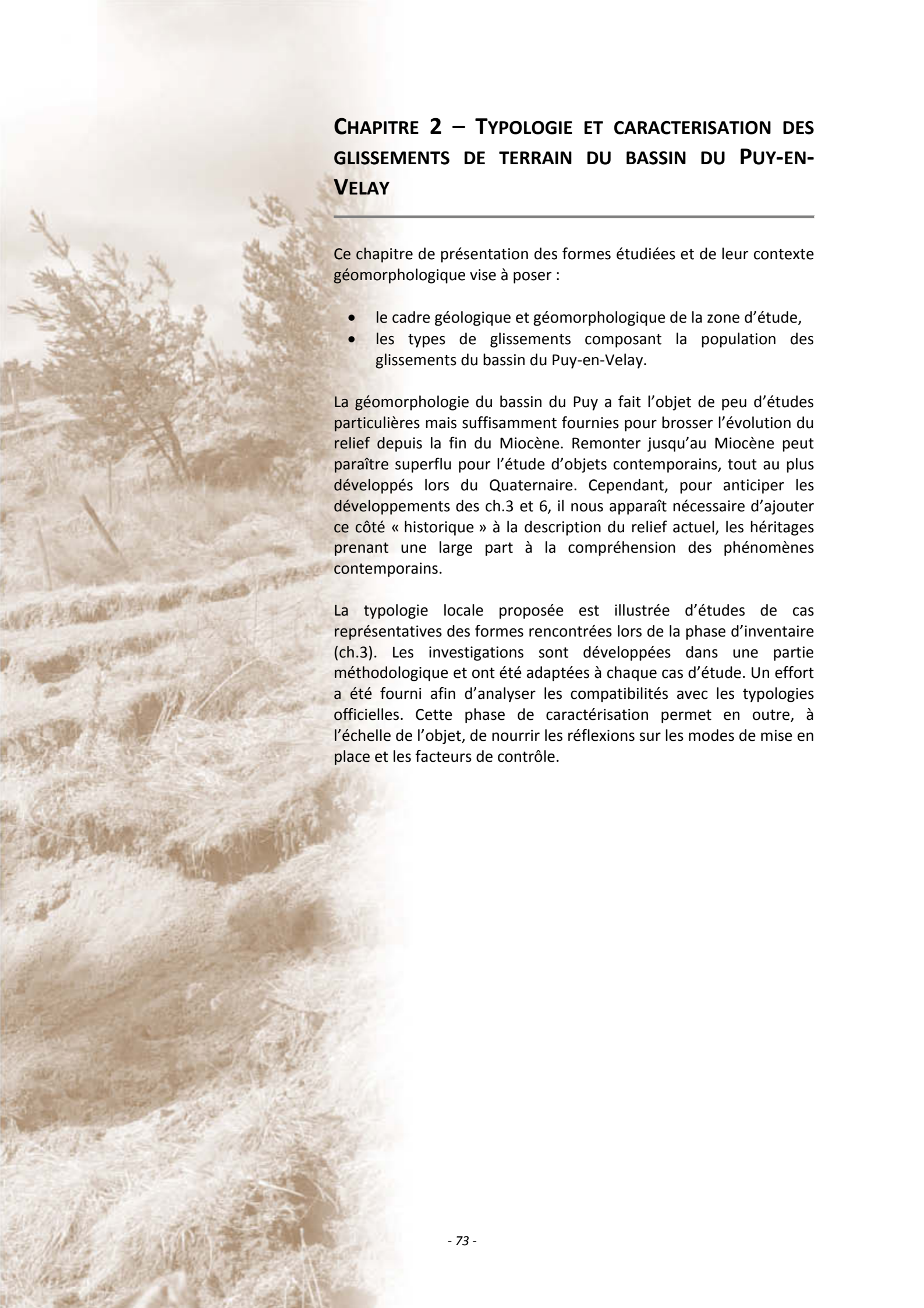
Néanmoins, l'ensemble de ces méthodes élaborées ne prennent sens que dans le cadre de la définition typologique d'un objet (démarche descendante, les investigations sont menées pour caler un objet dans un type prédéfini) ou pour préciser les définitions typologiques existantes (démarche ascendante, les investigations et l'objet nourrissent les typologies et reprécise leurs contours).

En effet, les recherches menées sur les glissements de terrain sont d'autant plus intéressantes quand elles peuvent être comparées et apporter au « pot commun ». Ceci implique de pouvoir comparer les objets entre eux et de passer par des typologies reconnues (§1.2).

Après plus d'un siècle de travaux, les typologies sur les mouvements de terrain se précisent et s'homogénéisent permettant à chacun de parler d'objets porteurs de concepts définis et admis par tous. Cependant, malgré les efforts réalisés, il reste encore des halos d'incertitude concernant les mouvements lents de type solifluxion et fluage ou le *creeping*. Les classes de mouvements complexes portent également leur lot d'hésitation et cette catégorie demande certainement à être précisée afin de caler la typologie d'Hutchinson (1988) avec celles officielles (§1.2).

Enfin, en filigrane et présent tout le long de la chaîne de procédure de caractérisation des glissements, l'expertise reste une donnée fondamentale. Cette part d'expertise, prégnante dans l'utilisation des typologies, marque de son sceau les étapes de photointerprétation, de description des sondages, de choix des variables statistiques, d'interprétation des données géophysiques, etc. Si les progrès techniques offrent au géomorphologue des données de plus en plus calibrées ou des procédures d'analyse standardisées censées objectiver la pratique disciplinaire, la synthèse de l'ensemble de ces informations reste du ressort du scientifique, de son expérience et de sa compréhension globale de son objet de recherche.

Ces acquis conceptuels et techniques ont guidé la caractérisation des glissements de terrain du bassin du Puy (ch.2) et leur inventaire (ch.3).



CHAPITRE 2 – TYPOLOGIE ET CARACTERISATION DES GLISSEMENTS DE TERRAIN DU BASSIN DU PUY-EN-VELAY

Ce chapitre de présentation des formes étudiées et de leur contexte géomorphologique vise à poser :

- le cadre géologique et géomorphologique de la zone d'étude,
- les types de glissements composant la population des glissements du bassin du Puy-en-Velay.

La géomorphologie du bassin du Puy a fait l'objet de peu d'études particulières mais suffisamment fournies pour brosser l'évolution du relief depuis la fin du Miocène. Remonter jusqu'au Miocène peut paraître superflu pour l'étude d'objets contemporains, tout au plus développés lors du Quaternaire. Cependant, pour anticiper les développements des ch.3 et 6, il nous apparaît nécessaire d'ajouter ce côté « historique » à la description du relief actuel, les héritages prenant une large part à la compréhension des phénomènes contemporains.

La typologie locale proposée est illustrée d'études de cas représentatives des formes rencontrées lors de la phase d'inventaire (ch.3). Les investigations sont développées dans une partie méthodologique et ont été adaptées à chaque cas d'étude. Un effort a été fourni afin d'analyser les compatibilités avec les typologies officielles. Cette phase de caractérisation permet en outre, à l'échelle de l'objet, de nourrir les réflexions sur les modes de mise en place et les facteurs de contrôle.

2.1. Contexte géomorphologique du bassin du Puy-en-Velay

2.1.1. Aperçu d'ensemble

Le centre du bassin du Puy est situé approximativement à 45°N et 3.85°E. Il occupe une surface d'environ 400km² correspondant à la coalescence d'un ensemble de sous-bassins (Blavozy, St-Julien-Chapteuil, Lantriac, Laussonne et le Monastier) mais s'étend largement sous les laves du Devès à l'ouest qui masquent son extension réelle. La Loire traverse le bassin du sud au nord et est alimentée par la Borne en rive gauche et, du sud au nord, par la Gazeille, la Laussonne, la Gagne et la Sumène en rive droite. Le bassin est encadré à l'ouest et au sud par le vaste plateau basaltique du Devès (anciennement Velay occidental), au sud-est par le massif volcanique du Velay (anciennement Velay oriental), à l'est, par le massif volcanique du Meygal et limité au nord par le horst granitique de Chaspinhac qui le sépare du petit bassin tertiaire de l'Emblavès (**fig.37** et **fig.38.1**).

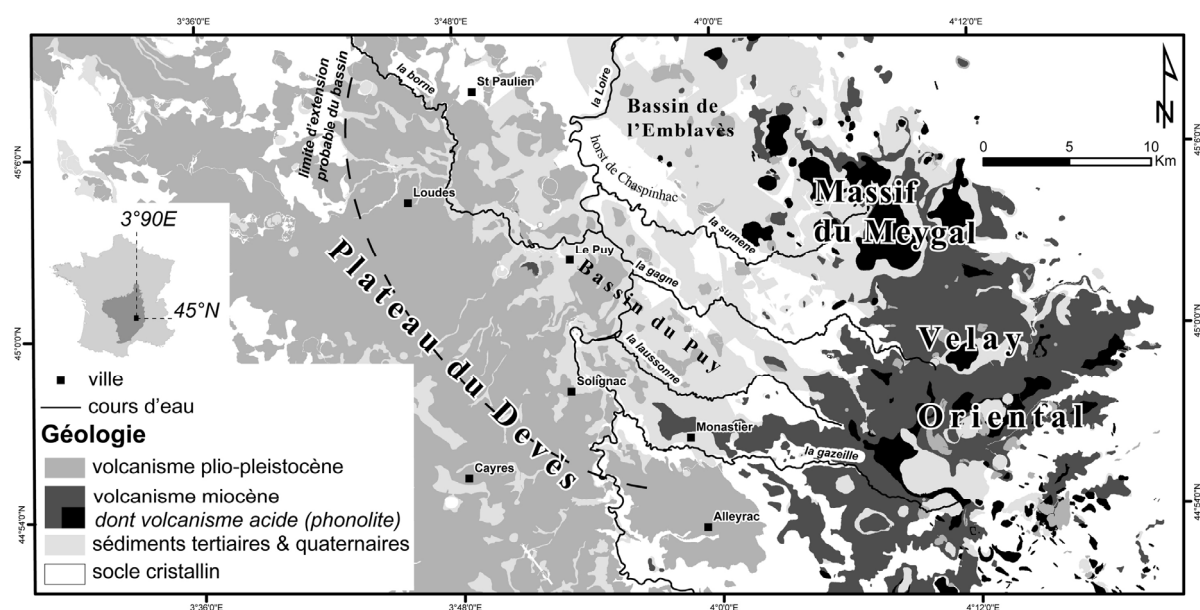


Figure 37 – Carte géologique simplifiée du bassin du Puy et des massifs volcaniques environnants, adaptée de Mergoil & Boivin (1993).

Le plateau basaltique du Devès (fig.38.2) - édifié au Plio-pléistocène, ce haut plateau compris entre 900 et 1200m d'altitude présente un paysage monotone régulièrement ponctué par de petits cônes stromboliens abaissés appelés les « gardes » et des dépressions humides (sagnes) souvent d'origine phréatomagmatique. Cette étendue quasi parfaite est cependant perturbée par l'imposante crête du Devès, balafre longiligne d'une vingtaine de kilomètres, d'orientation NO-SE et culminant à 1421m au Signal du Devès. L'altitude, à l'est de cette crête, décroît doucement par paliers plurikilométriques jusqu'au rebord du bassin du Puy. C'est un pays de pâturages et de cultures, les étendues plates, les terres volcaniques et le climat en ayant fait le lieu de prédilection de la lentille. Les cônes sont habillés de maigres forêts de *Pinus sylvestris* tandis que la crête du Devès offre des conditions plus propices au développement d'une activité forestière plus intensive.

Le massif volcanique du Velay - il est constitué de laves basiques, mais aussi de laves plus différenciées mises en place au Miocène. Côté ligérien (**fig.38.3**), le paysage est un plateau d'altitude couvert de prairies montagnardes et subalpines et plongeant régulièrement vers le nord-ouest. Il est largement entaillé depuis ses confins par les cours d'eau torrentiels et percé dans sa partie élevée par d'amples venues phonolitiques (dôme-coulée de l'Alambre par exemple) créant des volumes

adoucissements propices aux activités touristiques d'hiver et à l'implantation d'une ancienne forêt d'épicéas, témoin silencieux des efforts du service de la Restauration des Terrains en Montagne au 19^{ème} siècle. Le Mézenc, point culminant de l'ensemble, culmine à 1752 m et marque la ligne de séparation avec le versant rhodanien (**fig.38.4**). De ce côté, l'intense érosion dérivant du niveau de base proche que constitue le Rhône a déchaussé l'ensemble des appareils volcaniques intrusifs. Le socle basculé vers l'est (graben des Boutières) affleure de toutes parts à la faveur des ravins et thalwegs encaissés. Nous pouvons réellement parler ici de « pays coupé ». L'intense déchaussement permet sans conteste de voir ici les plus belles formes volcaniques de la région (*ring-dyke* de Sara, protrusion du Gouleïou, empilement de coulées du plateau de St-Clément, etc.). La culture est ici rendue délicate du fait des pentes abruptes et du caractère rocailleux des formations de surface. C'est une activité d'élevage qui imprime sa marque à la couverture végétale tandis que les sommets et les pentes trop ingrates pour les activités nobles ont laissé la place à une forêt de *Fagus sylvatica* au sylvofaciès montagnard ou à des reboisements résineux ponctuels.

Le massif du Meygal - du Velay, en remontant vers le nord par le vaste plateau de Champclause, le massif du Meygal (**fig.38.5**) apparaît au voyageur comme une suite désorganisée de bosses phonolitiques. Ce massif fait le lien entre le Velay, l'Emblavès et les paysages de socle de l'Yssingelais. Les intrusions phonolitiques ont ici précédé le volcanisme basaltique effusif, lequel est contemporain du Velay. Comparé aux plateaux vellaves ligériens, le Meygal offre un paysage de « sucs » que les habitants qualifient eux-mêmes de « terre bossue ». Le socle est ici moins soulevé qu'au sud mais peut s'élever tout de même au-dessus de 1000m. Les sucs phonolitiques démantelés approvisionnent de larges talus d'éboulis ou des rivières de pierres localement appelés « chirats », marque évidente des processus périglaciaires qui ont été à l'œuvre lors du dernier maximum glaciaire (Etlicher, 1977, 1985). Le relief compartimenté dicte les règles d'occupation du sol avec des pâturages sur les pentes moyennes, des cultures sur les mesas basaltiques et des forêts essentiellement résineuses de *Pinus Sylvestris* dominant les flancs des appareils phonolitiques.

Le horst de Chaspinhac et le bassin de l'Emblavès - en descendant du Meygal vers l'ouest, l'altitude décroît rapidement pour rejoindre le lit de la Loire s'écoulant entre 590 et 540 mètres dans le bassin de l'Emblavès (**fig.38.6**), extension nord du bassin du Puy duquel il a été séparé par le soulèvement synsédimentaire du horst granitique de Chaspinhac (Feybesse *et al.*, 1998). Ce demi-graben est parfaitement délimité au sud par l'imposant escarpement de ligne de faille de Chaspinhac de 300m de haut (**fig.38.7**), limite nord du horst granitique basculé vers le sud et traversé par la Loire en gorges épigéniques. Ce bassin est de même composition lithologique que celui du Puy mais l'incision de la Loire y a été moins vigoureuse et le rajeunissement du relief moins marqué que dans le bassin du Puy.

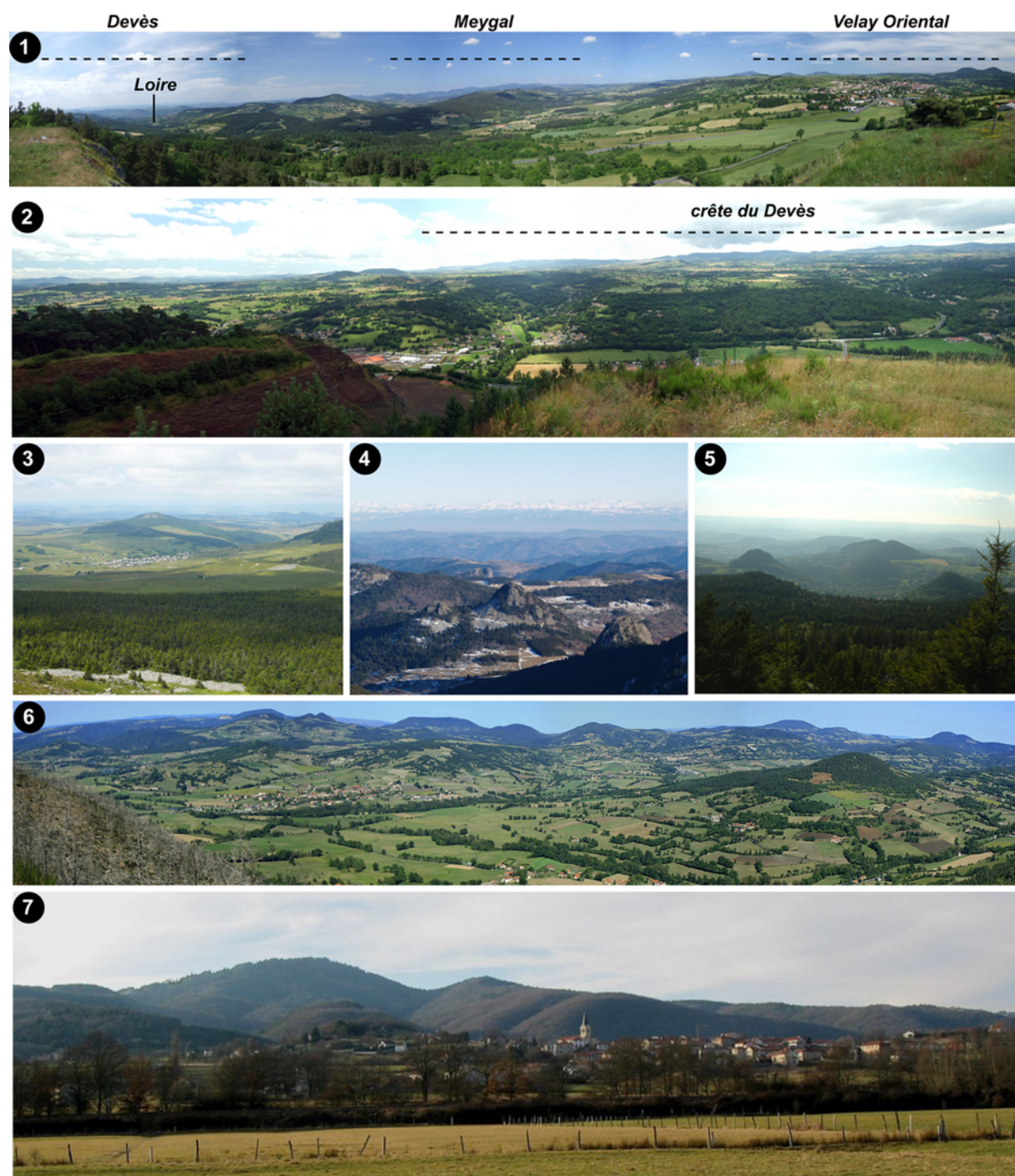


Figure 38 – Panorama de quelques paysages caractéristiques des massifs environnant le bassin du Puy. 1) vue générale depuis le plateau du Mont (SE du bassin du Puy), vallée de la Laussonne, le centre de la photo est orienté vers l'est ; 2) vallon de Ceyssac entaillant la bordure du vaste plateau basaltique du Devès, depuis la Denise. La crête du Devès apparaît à l'horizon ; 3) le plateau vellave du côté ligérien, les Estables depuis le sommet du Mézenc ; 4) le versant oriental du Velay, le graben des Boutières et les sucs depuis le sommet du Mézenc. Noter la chaîne alpine en ligne d'horizon ; 5) vue sur le Meygal depuis les hauteurs du massif, le bassin du Puy se trouve entre les buttes et la ligne d'horizon ; 6) vue sur le bassin de l'Emblavès depuis le rebord du horst de Chaspinhac ; 7) vue sur l'escarpement de ligne de faille délimitant le versant nord du horst de Chaspinhac

2.1.2. De la pénéplaine pontienne au relief actuel

Le bassin du Puy est l'extension méridionale du Rift Ouest Européen (ROE) et est un bassin de distension tertiaire lié à l'amincissement crustal dans le Massif central résultant de l'orogénèse

alpine (Michon, 2000). La subsidence de la zone débute à l'Eocène (séries des Sables Inférieurs et Arkoses de Blavozy (de Saporta, 1870)) et atteint son maximum à l'Oligocène comme dans l'ensemble des bassins du Massif central qui lui sont liés (Le Griel, 1991 ; Michon, 2000). La sédimentation éo-oligocène est essentiellement illitique (Illites du Puy) avec des faciès internes à gypse (gypse du Mont Anis) puis, dans la partie supérieure de la série oligocène, devient marno-calcaire (calcaires et marnes de Ronzon, faciès interne) ou sablo-argileux (sables de la Laussonne, faciès externe) dans le haut de la série. La sédimentation miocène est négligeable et fossilisée sous les coulées périphériques du bassin (faciès externe avec inclusion de chailles jurassiques). Cette sédimentation tertiaire débutée avec la crise bartonienne fossilise la surface post-hercynienne (toit du socle) et met fin à la longue période d'acyclisme qu'avait alors connue le Massif central (Le Griel, 1991 ; Klein, 2000).

L'évolution géomorphologique du bassin depuis l'Oligocène a été marquée par 2 événements tectoniques fini-tertiaires et perturbée par le volcanisme (fig.39).

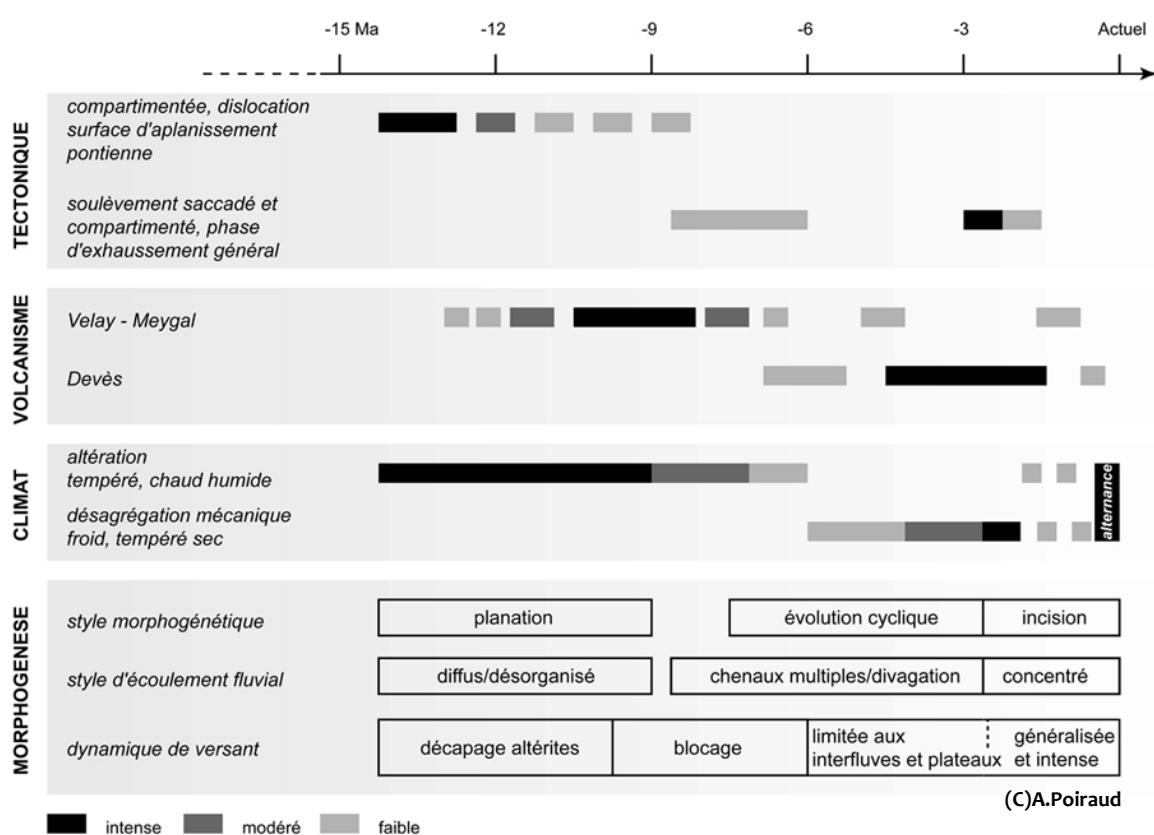


Figure 39 – Synthèse de l'évolution géomorphologique du bassin du Puy, d'après Kieffer (1962), Le Griel (1991) et Defive (1996)

Kieffer (1962) et Le Griel (1991) s'accordent sur l'existence d'une surface d'aplanissement dite « pontienne » ayant nivelé l'ensemble des reliefs du Massif central à la fin de l'Oligocène. Cette surface pontienne est relativement évoluée du fait d'un climat oligocène particulièrement altérant. À la fin du Miocène, les mouvements tectoniques soulèvent la bordure est du Massif central et l'ensemble est basculé vers le nord-ouest. Le rejeu des failles varisques et armoricaines démantèle cette surface en blocs kilométriques à plurikilométriques. La tectonique compartimentée crée des escarpements rapidement fossilisés par les épanchements de lave miocènes qui bloquent toute évolution morphologique et fixe les grandes lignes du réseau hydrographique s'écoulant désormais vers le nord. Le gain altitudinal estimé à 200/300m est à l'origine d'une vive reprise d'érosion.

Postérieurement à la crise pontienne, les cours d'eau régularisent leur profil et tendent à créer des vallées évasées amenant à un abaissement de la topographie d'ensemble (*downwearing*, Defive, 1996). La transition plio-quaternaire a connu un soulèvement tectonique rapide du secteur ainsi qu'une reprise de subsidence du bassin qui, associés aux premiers refroidissements préfigurant les cycles glaciaires/interglaciaires du Quaternaire, a forcé un changement net de style fluvial (Bout, 1960 ; Defive, 1996). Ce changement amorcé timidement par la paléoloire à la transition mio-pliocène passe franchement à un style dominé par l'incision à partir de 2.5/3Ma avec le façonnement d'une gorge épigénique entraînant avec elle l'enfoncement de l'ensemble du réseau hydrographique local. Suite à cette reprise d'érosion cyclique (2.5/3 Ma), s'amorce la dissection généralisée (polyphasée) des surfaces volcaniques miocènes (massif du Velay) et des surfaces situées en rive droite (socle et sédimentaire).

Cette reprise d'érosion cyclique sera perturbée localement par des barrages volcaniques liés aux épanchements du Devès qui décaleront la paléoloire vers l'est et bloqueront temporairement les dynamiques d'incision (évolution polyphasée). Ces barrages sont à l'origine d'une sédimentation quaternaire emboîtée dans les formations sédimentaires tertiaires et recouvertes ensuite par les épanchements plio-quaternaires. L'existence de 2 barrages volcaniques qui se sont succédé dans le temps à l'exutoire du bassin (au niveau de l'entrée du horst de Chaspinhac) ont bloqué la dynamique d'incision de la paléoloire et provoqué 2 importants remblaiements dits « villafranchiens » culminant aux alentours de 800/820m d'altitude (Bout, 1960 ; Defive, 1996). Le réseau est définitivement fixé au Pléistocène moyen (1 Ma), les dynamiques morphogéniques étant ensuite essentiellement contrôlées par les variations climatiques dans un contexte d'ajustement général des versants et des profils en long au nouveau niveau de base (entrée de la Loire dans le horst de Chaspinhac, 590m d'altitude actuellement).

Les lithostructures résultantes sont variées et parfois complexes :

- une puissante sédimentation tertiaire recouverte par une chape volcanique dans les secteurs externes du bassin,
- une sédimentation quaternaire emboîtée dans les formations tertiaires et recouvertes par une chape volcanique dans les secteurs internes du bassin,
- des coulées de vallée marquant les différentes étapes de l'encaissement et localisées dans les secteurs de gorges (incision du socle).

La dissection des surfaces créées par les épanchements basaltiques est à l'origine du déchaussement des appareils volcaniques et la mise en place d'un relief inversé. Les formes volcaniques classiques de type neck, mesa, plateau à corniche abondent dans l'ensemble du bassin. La bordure orientale de la Loire, soumise depuis plus longtemps aux affres de l'érosion présente un relief plus marqué et plus évolué que la bordure occidentale. Ce point particulier fait l'objet d'un développement plus important dans le §6.3, notamment pour les liens existants entre développement des vallées et dimensions des paléoglissements.

Ce contexte morphostructural général est favorable à l'affleurement d'importants volumes de formations sédimentaires et à la création de versants pentus. Les phases froides du Quaternaire couplées à la forte gélivité des roches basaltiques et phonolitiques et à la forte sensibilité des matériaux argilo-sableux tertiaires à l'imbibition ont favorisé la production d'épaisses formations superficielles nappant ces versants (Etlicher, 1977 ; Valadas, 1984 ; Etlicher, 1985 ; Defive, *com.pers.* et voir ch.5).

D'une manière générale, le contexte morphostructural du bassin est favorable à des dynamiques de versant actives. Du point de vue de l'évolution géomorphologique du bassin, nous nous trouvons

actuellement encore dans la phase de réajustement des profils en long et des versants en réponse à la rupture tectono-climatique de la charnière plio-pléistocène.

2.1.3. Zoom sur les principaux contextes géomorphologiques du bassin

Le bassin du Puy est le fait de la coalescence d'un bassin principal avec plusieurs petits bassins annexes. Son histoire complexe ainsi que cette structure de bassins coalescents ont généré l'existence de plusieurs contextes géomorphologiques différents au sein du bassin (**fig.40**).

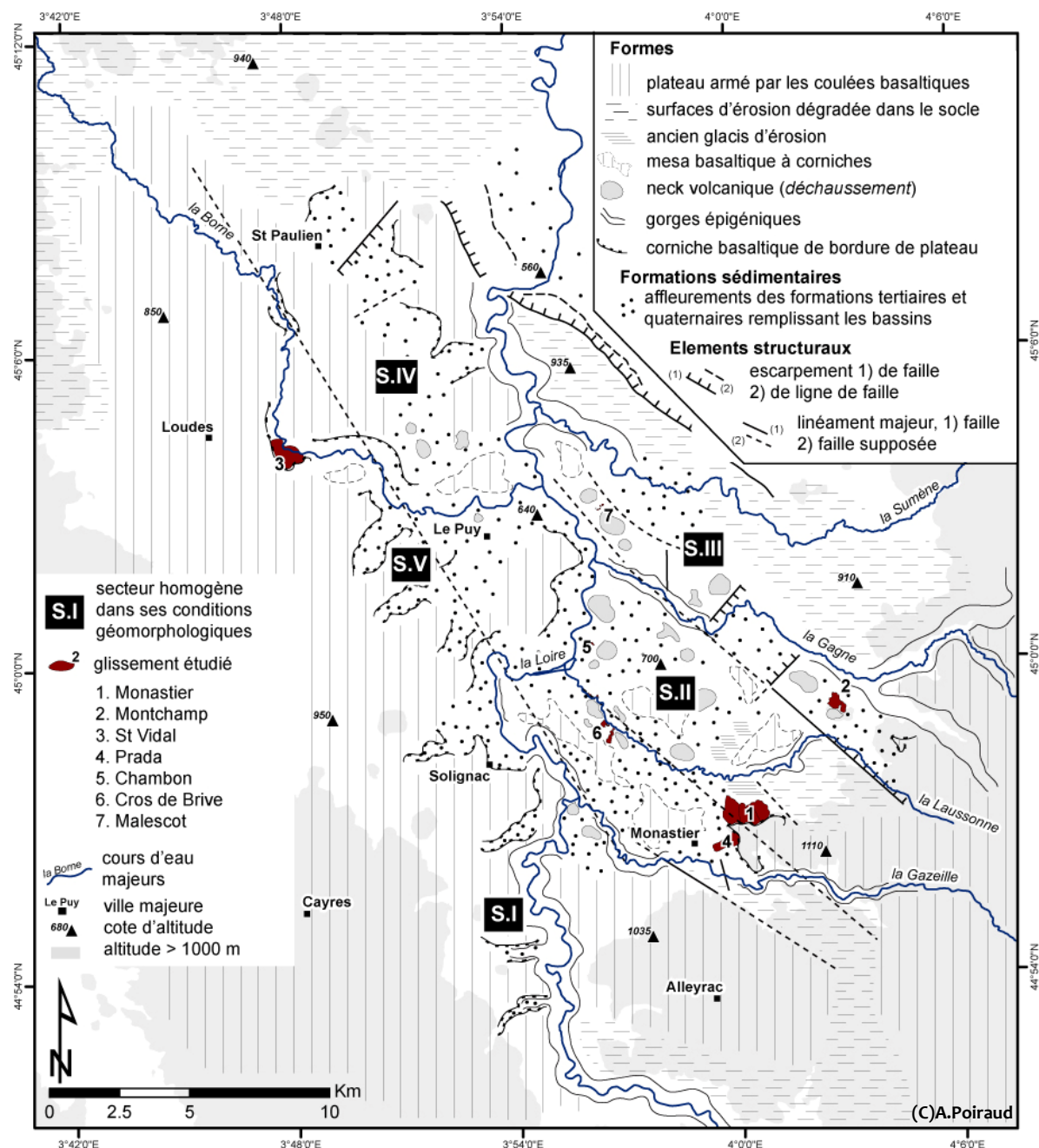


Figure 40 – Carte morphostructurale du bassin du Puy avec la localisation des secteurs géomorphologiques homogènes et des glissements étudiés dans le §2.3

Secteur I - au sud de Solignac, la Loire a entaillé de profondes gorges à travers le socle et les épanchements basaltiques pliocènes du Devès. Le plateau basaltique ainsi traversé est régulièrement

entaillé en ravins par les affluents de rive gauche mettant à jour de vives corniches basaltiques ainsi que les formations sédimentaires périphériques. Les pentes de ces ravins sont importantes ($> 20^\circ$) et les versants sont souvent recouverts d'importantes nappes d'éboulis flués issus du démantèlement des corniches basaltiques. L'érosion est essentiellement concentrée sur les versants de ces gorges. Les instabilités gravitaires rencontrées mettent souvent en jeu du matériel rocheux (chutes de pierres, éboulements) mais on trouve quelques glissements dans les fonds de ravin, là où affleurent quelques lambeaux de substrat sédimentaire.

Secteur II – décrivant un polygone délimité au nord par la Gagne, au sud par la Gazeille, à l'ouest par la Loire et à l'est par les plateaux sommitaux d'altitude supérieure à 1000m, ce secteur présente de nombreuses formes de déchaussement et d'inversion de relief (necks et mesas basaltiques, dykes ou sills exhumés). Les plateaux volcaniques mio-pliocènes du Velay y sont profondément incisés et les vallées largement ouvertes. De nombreuses mesas basaltiques témoignent de la fragmentation de l'ancienne surface d'épanchement basaltique par le réseau hydrographique et les corniches basaltiques dominant l'ensemble des versants. L'importante extension des affleurements tertiaires sablo-argileux ainsi que les fortes épaisseurs de formations superficielles héritées des phases froides rendent ce secteur sensible aux phénomènes de glissement. Le jeu de la tectonique compartimentée a soulevé des panneaux de socle plurikilométriques définissant ainsi de nombreux petits horsts séparant les sous-bassins de la Gazeille, de la Laussonne, de Lantriac et d'Orzilhac. La conservation de rares glaciaires topographiques dans le secteur de la Collange témoigne cependant de la conservation de certaines formes d'érosion possiblement anté-quaternaires dans ce secteur.

Secteur III – situé entre la Gagne et la Sumène, ce secteur de faible pente dessine une surface quasi plane se raccordant en pente douce avec la surface structurale correspondant à la surface anté-tertiaire exhumée et basculée (« revers » du horst de Chaspinhac). Quelques necks basaltiques et phonolitiques viennent troubler la monotonie d'un relief essentiellement développé dans les illites tertiaires et le granite. La topographie devient plus chahutée vers l'est au contact avec les reliefs phonolitiques du Meygal. Hormis les formations de pente rocailleuses de type chirats (rivière de pierre) ou les puissants talus d'éboulis recouvrant les flancs des appareils phonolitiques témoignant d'instabilités passées, ce secteur est peu soumis actuellement aux instabilités gravitaires.

Secteur IV – ce secteur est délimité au sud et à l'ouest par la vallée de la Borne, à l'est par la Loire et au nord par le contact avec le plateau granitique de Monistrol-sur-Loire. Le relief général décrit une large vallée entre St-Paulien et Polignac inscrite au sein d'un vaste plateau basaltique monotone. Quelques necks hyaloclastiques viennent perturber, au sud, ce relief peu différencié. Les versants dessinés dans les illites sont recouverts de formations superficielles minces et sont peu sujets aux instabilités gravitaires.

Secteur V – il inclut la vallée de la Borne et ses affluents de rive droite dessinant des ravins marqués au rebord du plateau du Devès ainsi que le centre du bassin, autour de la ville du Puy-en-Velay. Ce secteur s'étend jusqu'à Solignac où débute les gorges sud (*secteur I*). Comme le *secteur II*, il s'agit d'une zone de forte inversion de relief liée essentiellement au déchaussement des appareils surtseyens et des coulées récentes d'âge Devès tardif. La proximité de la Loire traversant essentiellement des terrains tendres a largement contribué à ce résultat. Les faciès sédimentaires géotechniquement sensibles y sont concentrés dans la partie sud (marnes et calcaires de Ronzon, gypse du Mont Anis), favorisant de nombreux glissements de terrain.

Cette diversité des contextes géomorphologiques caractérisant le bassin du Puy est en partie à l'origine de la diversité des formes gravitaires, et des glissements en particulier, rencontrées. Les observations de terrain nous ont permis de définir, de manière experte, une typologie locale relatant cette diversité des glissements. L'étude de cas représentatifs et illustratifs de chaque type retenu permet également de raccrocher la typologie locale aux typologies internationales.

2.2. Méthodes d'investigation des glissements étudiés

En préalable à la présentation de la typologie locale et des cas étudiés, nous développons ici les aspects méthodologiques des investigations menées sur le terrain.

Aucune méthode n'a été définie a priori compte tenu de la variabilité des glissements rencontrés. De fait, chaque glissement a été investigué selon une stratégie propre, certaines approches étant cependant parfois appliquées à plusieurs glissements (**tab.4**).

Les investigations lourdes (sondages, tomographie et datations) ont été le fruit d'opportunités à la fois institutionnelles (cartographie géologique au 1/50000 de la feuille n°816 du Monastier permettant d'avoir accès à des campagnes de sondages, programme de recherche propre au département ARN du BRGM) et liées aux prospections de terrain (découverte de matière organique datable dans les contre-pentes de paléoglissements).

Le choix des glissements et complexe de glissements investigués s'est fait en partie en début de thèse, fort de la connaissance acquise lors du premier inventaire réalisé en Master 2, et lors des première et deuxième années de thèse, avec l'avancement de l'inventaire. Le choix final a été déterminé afin d'avoir le spectre le plus représentatif possible des formes de glissements caractéristiques présentes dans le bassin. Les stratégies d'investigation proposées concernent les 7 glissements présentés sur la figure 40 et développés dans le §2.3 mais également les travaux réalisés sur le complexe de glissement de Laussonne, mais dont les résultats ne sont pas détaillés, car redondants avec ceux obtenus sur Montchamp et le Monastier.

Tableau 4 – Investigations utilisées pour la caractérisation des glissements. 1) complexe du Monastier ; 2) glissement de Montchamp ; 3) glissement de St-Vidal ; 4) glissement de Prada ; 5) glissement du Chambon ; 6) complexe du Cros de Brive ; 7) complexe de Malescot ; 8) complexe de Laussonne. En grisé, les méthodes utilisées par cas étudié

Méthodes/Glissement	1	2	3	4	5	6	7	8
Cartographie morphologique								
Expertise terrain								
Sondages géologiques								
Tomographie sismique								
Datations ¹⁴ C								
Suivi cinétique piquet								
Suivi cinétique DGPS								
Dendrogéomorphologie								
Analyse blocs flués								
Topométrie fine DGPS								
Archives techniques (CETE, BRGM)								

En cohérence avec les éléments fondamentaux de la caractérisation des glissements (ch.1), nous distinguons 3 voies d'investigations :

- la morphologie (cartographie morphologique, sondages, tomographie, blocs flués, topométrie fine),
- la cinétique (suivis cinétiques par piquets ou DGPS),
- les temporalités (datations ¹⁴C, dendrogéomorphologie).

L'expertise de terrain joue ici le rôle de « liant » et permet de définir le type de glissement étudié.

La consultation des études techniques fut nécessaire pour certains glissements où il n'a pas été possible de faire des investigations plus poussées que les visites de terrain (St –Vidal, Prada et Malescot). Le complexe de glissements de Malescot est uniquement recensé dans la BDMvt tandis que des forages existent à proximité du glissement de St-Vidal (BSS, BRGM) ce qui permet de se faire une idée de la géométrie des formations géologiques et superficielles. Le glissement de Prada a fait l'objet d'une étude géotechnique menée par FONDASOL pour un projet de construction d'une halle agricole ainsi qu'une étude de reconnaissance pour la construction d'un parking par le CETE de Clermont-Ferrand. Une copie des documents nous a été gracieusement envoyée par la mairie du Monastier-sur-Gazeille.

2.2.1. Étude de la morphologie

Nous incluons dans cette partie aussi bien la morphologie de surface (cartographie morphologique, topométrie fine) que l'étude de la profondeur (sondages, géophysique).

2.2.1.1. La morphologie de surface

Cartographie morphologique – chaque glissement décrit a fait l'objet d'une visite de terrain visant à replacer le glissement dans son contexte géomorphologique, à relever les formations superficielles et terrains géologiques concernés, à repérer tous les éléments susceptibles d'expliquer la rupture pour les glissements récents (sourcins, travaux, enquête de voisinage, consultation des données météorologiques), à établir des chronologies relatives pour les paléoglissements, à décrypter les signes d'activités anciennes ou récentes (morphologie des arbres, fraîcheur des fissures, état des infrastructures et constructions présentes, etc.) dans le but d'avoir une compréhension globale du phénomène. La cartographie morphologique s'est faite sur le terrain en parcourant l'ensemble de la surface glissée et en reportant sur photographie aérienne imprimée au 1/5000, les renseignements listés précédemment ainsi que les formes observées (fissures, contre-pente, talus, zone humide, convexité, cicatrice, etc.). Le report de ces informations s'est fait ensuite avec un logiciel de DAO (Adobe Illustrator® CS2 via un export d'ArcGIS®9.1 pour le fond photographique et les courbes de niveau afin d'être bien calé et d'avoir l'échelle juste) afin d'obtenir une carte morphologique de chaque glissement, dans son contexte géomorphologique.

Topométrie fine au DGPS – un MNT fin a été réalisé sur le glissement du Chambon afin d'estimer précisément le volume déplacé ainsi que les modalités des déplacements. Une campagne DGPS a été organisée le 31 janvier 2009 et 2448 points ont été pris avec un DGPS Leica SR530 sur une surface de 6200m², soit une densité de 0.34 point/m². Sur l'ensemble des points, 33 ont une précision 3D > 10 cm (1.3%) et 123, une précision 3D > 5cm (5%) (**fig.41**).

La précision des points est satisfaisante. Une zone de moindre précision demeure toutefois sur le rebord nord-est du glissement ainsi qu'en haut de la couronne et est liée à la présence de haies arborées. La topographie anté-glissement découle de la digitalisation des courbes de niveau de la carte au 1/25 000, du prolongement des points pris au DGPS sur les périphéries du glissement et de l'analyse des photographies aériennes de 1999 et 2003. La création du MNT s'est faite par krigeage² des 2 semis de points (anté et post rupture). La comparaison s'est fait par soustraction du MNT de référence au MNT post-rupture permettant ainsi d'obtenir une carte des différences topographiques et de calculer les volumes déplacés.

L'analyse des blocs flués – une partie du complexe de glissements du Monastier présente une forte densité de blocs basaltiques flués affleurant en surface. Ces blocs ont été utilisés afin d'évaluer le

² Krigeage circulaire avec un radius de 30m et 25 points intégrés dans le calcul avec ArcGIS®9.1. La maille de pixel des rasters de sortie a été fixée à 0.25m (Baillargeon, 2005 ; Thiery, 2007).

mode de mise en place des glissements constituant le complexe et de définir un zonage de ce dernier. 129 blocs basaltiques ont été positionnés avec un GPS Garmin et mesurés (**fig.42**). Les mesures ont concerné la hauteur, la longueur, la largeur ainsi que le pendage et l'orientation des colonnades basaltiques (subverticales au niveau de la corniche basaltique) et ont été faites au mètre et à la boussole/clinomètre à 1m de distance pour éviter les perturbations magnétiques dues au basalte. Enfin, quelques orientations sur l'état de surface du bloc ont été relevées (fissuration, niveau de la coulée, contexte).

Le volume apparent des blocs a été estimé par la formule (11) :

$$V = L \times W \times H^{1/2} \quad (11)$$

avec V , le volume en m^3 , L , la longueur (m), W , la largeur (m) et H , la hauteur (m). Considérant un bloc comme un pavé à demi enfoui, nous divisons le volume théorique par 2, déduisant ainsi le demi-volume enfoui ainsi que les imperfections de surface. Une autre approche consiste à considérer le bloc comme un patatoïde de révolution, le volume apparent prenant alors la forme (12) :

$$V = \left[\pi \left(\frac{W \times L}{4} \right)^2 \right] \times L \quad (12)$$

Cette formule sous-estime de 12% les volumes par rapport à la formule précédente, mais permet de confirmer que ces approches restent robustes malgré la part d'incertitude sur le résultat. L'objectif n'étant pas d'estimer le volume total de corniche glissée (bilan sédimentaire), mais bien de réfléchir en relatif sur la répartition des volumes dans l'espace, nous avons considéré la première formule comme la référence pour nos calculs.

L'ensemble des données a été traité dans SIG (répartition des orientations et des volumes, analyse des agrégats et autocorrélation spatiale) et interprété en fonction du reste des informations acquises sur le complexe du Monastier.

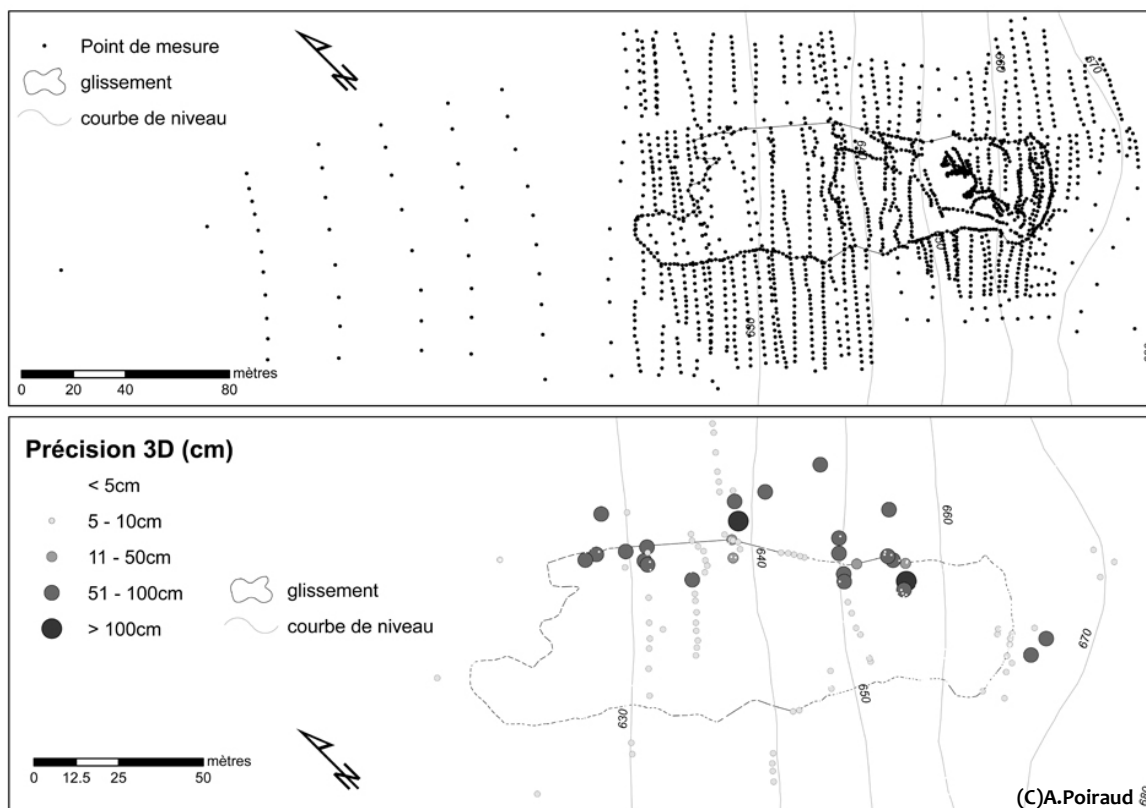


Figure 41 – Point DGPS sur le Chambon en vue de la création d'un MNT fin. En haut, semis de point ; en bas, la précision 3D obtenue pour chaque point

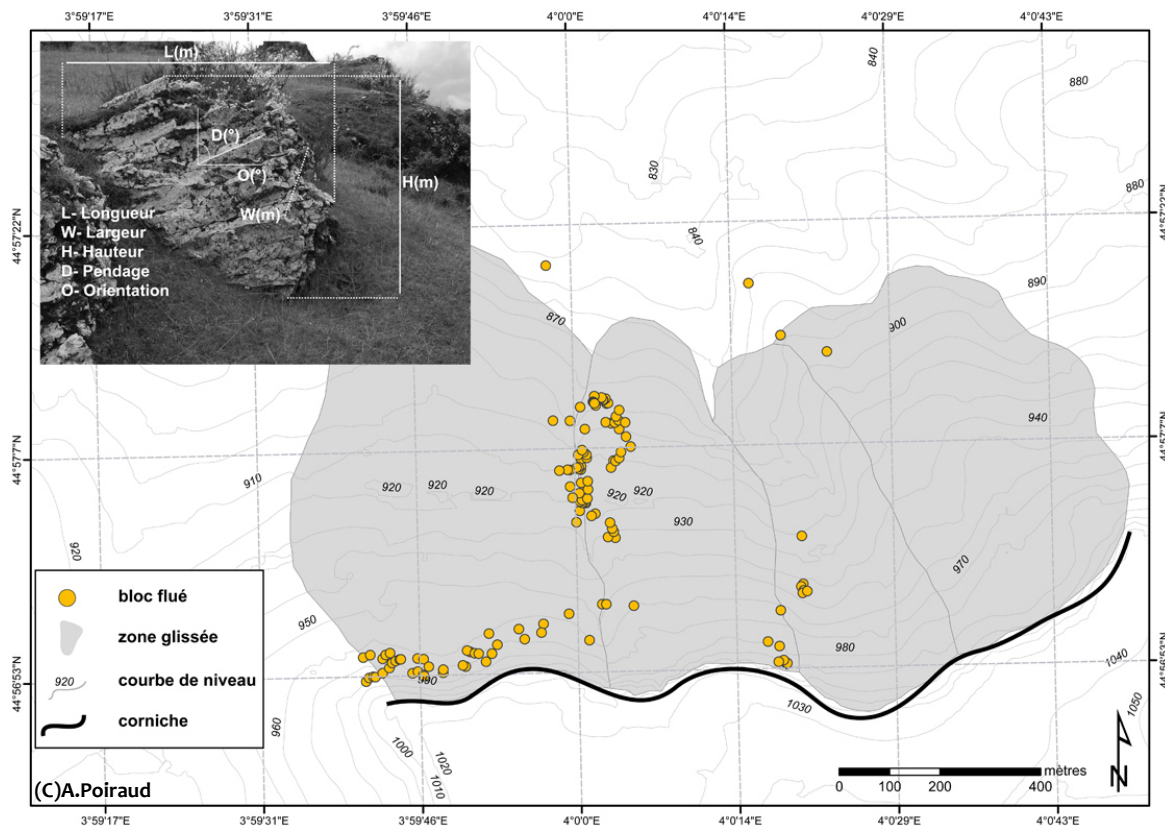


Figure 42 – Répartition des blocs flués mesurés sur le complexe de glissements du Monastier. En haut à gauche, principales mesures effectuées sur les blocs

2.2.1.2. La connaissance des niveaux profonds

Sondages géologiques – une première campagne de sondages a été effectuée sur un des glissements du complexe du Monastier entre le 18 et 20 septembre 2007 et une seconde, sur le glissement de Montchamp, entre le 4 et le 8 octobre 2010. Les demandes d'autorisation auprès des propriétaires et exploitants des parcelles concernées ont été gérées, pour la première campagne, par Fabien LENOIR (stagiaire L3) et Caroline PROGNON-RICORDEL (BRGM) dans le cadre de la réalisation de la carte géologique du Monastier et par nous-même pour la seconde campagne. L'ensemble des sondages a été réalisé avec une tarière à vis montée sur un camion 3 essieux du BRGM³ avec une équipe de 2 à 3 foreurs. La stratégie d'échantillonnage visait à réaliser un transect longitudinal ainsi qu'un transect transversal (**fig.43**). Sur les 6 points de sondage réalisés sur le Monastier, 3 ont atteint le plan de glissement (M1, M2b et M5), les 3 autres ayant été bloqués à la traversée des épaisses formations superficielles très riche en blocaille basaltique. Sur le glissement de Montchamp, 11 sondages ont été réalisés et 6 sont exploitables (forage au-delà des formations de surface riche en blocaille basaltique et dans la masse glissée, forages M6 à M11). Malheureusement, les sondages sont concentrés sur la partie moyenne et basse du glissement, la partie supérieure étant très difficilement accessible avec le camion (pente, parcellaire trop petit et terrain glissant). Chaque échantillon remonté a fait l'objet d'une description sur le terrain (texture, couleur, présence d'éléments volcaniques, teneur en eau) et 1 à 2 échantillons ont été prélevés pour chaque couche homogène. Les échantillons prélevés sur le glissement de Montchamp ont été ensuite traités en laboratoire (ch.5). Chaque sondage exploitable a été représenté par un log géologique et replacé sur une coupe du glissement afin de réaliser les coupes géologiques correspondantes.



Figure 43 – Localisation des points de sondage et des profils sismiques sur les glissements du Monastier (à gauche) et de Montchamp (à droite)

³ Camion : IVECO de 2005, 410 chevaux, 3 essieux 6X6, PTAC 26 Tonnes

Foreuse : Bonne Esperance (FBE 1) de 1986, hauteur du mats: 11m, puissance moteur deutz: 49 Kw =} 66 chevaux,

Tarières : diamètre: 162mm

Tomographie sismique – trois profils de tomographie sismique réfraction (Px) ont été réalisés sur le glissement du Monastier, chaque profil correspondant à un des 3 sondages M1, M2b et M4 (**fig.43**). La mission de terrain ainsi que le traitement des données ont été pris en charge par Adnan BITRI et Séverine BERNARDIE du service Aménagement et Risque Naturel du BRGM. Le choix du positionnement des transects a été décidé en fonction d'objectifs géomorphologiques (reconstituer une coupe géologique et extrapoler la profondeur du plan de glissement), la méthode étant à l'initiative du BRGM. Ce travail a fait l'objet d'un rapport public (rapport BRGM/RP-56679-FR, Poiraud *et al.*, 2008). Les profils d'une centaine de mètres étaient constitués de 48 géophones espacés de 2m chacun, les sources étant séparées de 6m et réalisées à la masse sauf pour les extrémités réalisées à l'explosif. L'ensemble des opérations, de l'acquisition des premières arrivées (*first-breaks*) aux résultats de l'inversion, a été réalisé avec le logiciel JaTS (Sage *et al.*, 2003 ; Grandjean & Sage, 2004). L'approche par les volumes de Fresnel pour calculer les temps de trajet des ondes et une version probabiliste de la méthode SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) permettent d'obtenir une image de la probabilité des vitesses dans la zone étudiée. Le modèle initial choisi comporte 2 couches (500m.s^{-1} et 1500m.s^{-1} et une interface placée à 30m de profondeur). Le processus d'itération est réalisé afin de comparer les temps de trajet réels avec ceux calculés afin de valider le modèle initial. Après validation du modèle, 10 itérations ont été lancées pour chaque profil afin d'obtenir le modèle final de vitesse.

2.2.2. Les réseaux de suivi cinétique

Le réseau cinétique suivi par DGPS – un réseau de suivi cinétique a été mis en place afin de répondre à 2 objectifs, i) suivre l'activité de mouvements actifs (rythme d'activité) et ii) savoir si d'anciens glissements étaient actifs. En référence aux travaux précurseurs de Gili *et al.* (2000) et à ceux qui ont suivi (voir §1.3.2.2), nous avons mis en place un réseau de suivi cinétique composé de 5 sites (**fig.44**). Chacun des sites est constitué d'un point fixe (station de référence) cimenté dans la roche en place (Chambon – **fig.44.1** – Cros de Brive – **fig.44.2** – et Monastier – **fig.44.3**) ou d'une borne IGN (Laussonne – **point 4, fig.44** - et Astiers – **point 5, fig.44**), d'un point « mobile » fixe (mobile de référence) cimenté dans la roche en place en dehors de la zone de glissement et de points mobiles (tige de fer de $\varnothing 12\text{mm}$ enfoncée à 1m de profondeur) placés dans la zone de glissement. La mesure du positionnement (x ; y ; z) des points fixes de référence s'est appuyée sur une prise de position toutes les secondes pendant 8 heures avec un DGPS bi-fréquences Leica SR530, les données étant post-traitées par la suite avec SKI-pro en se basant sur les stations RGP les plus proches (celle du Puy notamment). Pour l'ensemble des sites, les lignes de base sont inférieures à 1800m. Un test de précision a été réalisé avant les campagnes sur le site de Gergovie au sud de Clermont-Ferrand le 9 septembre 2008 de 9h à 13h, fenêtre de faible GDOP (**annexe 2**). Celui-ci a permis de définir le temps minimum de prises de mesures à 900 secondes, temps augmenté à 1200 secondes afin d'anticiper les changements de constellation satellitaire et sauts de GDOP qui arrivent lors d'une journée complète de mesures. Une mesure de position étant prise chaque seconde, chaque point mobile est caractérisé par 1200 positions à chaque campagne.

Chaque campagne de terrain a été calée en fonction des almanachs fixant les fenêtres horaires les plus optimales pour la prise de mesure ($\text{GDOP} < 4$). L'ensemble des campagnes s'est fait avec le même matériel, à savoir un DGPS bi-fréquences Leica SR530 avec le mobile monté sur trépied. L'ensemble des coordonnées a été pris en Lambert 2 étendu, la conversion depuis le système WGS84 se faisant automatiquement par l'appareil.

La fréquence des campagnes a été bisannuelle pour les sites de Laussonne, Astiers, Cros de Brive et Monastier (fin d'été et fin d'hiver) d'octobre 2008 à octobre 2010, mensuelle pour le site du Cros de Brive d'octobre 2009 à octobre 2010 et ponctuelle pour le site du Chambon (surveillance post-stabilisation).

Le traitement des données s'est réalisé avec XL-Stat® afin de calculer la position moyenne des points dans les 3 dimensions à 95% de confiance et en déduire le déplacement au même intervalle de confiance (distance et angle). Les points mobiles de référence permettent d'estimer l'erreur de la manipulation à chaque campagne. Au final, le déplacement global de chaque point est cartographié sous forme de vecteurs de déplacement (démonstration de l'activité ou de l'inactivité) et les périodes de déplacements statistiquement significatifs sont pointées (caractérisation des rythmes d'activité).

Sur 2 ans de mesures, certains points ont disparu à cause de pratiques agricoles ou forestières (7 points), de glissement important (1 point), et 1 point n'a pas pu être mesuré 1 fois à cause du couvert végétal trop dense ($GDOP > 5$ constamment). Au total, 51 points sur les 4 sites ont pu être totalement ou partiellement suivis.

Le réseau cinétique suivi manuellement - en parallèle, un petit réseau de piquets a été mis en place sur les glissements du Chambon (suivi de la zone amont post-rupture et avant travaux de consolidation) et sur une partie du glissement de Cros suite à l'apparition de fissures liées à la dynamique rétrogressive. Ce réseau était plus important à l'origine (étendu sur 3 autres glissements), mais les piquets ayant été partiellement détruits par des activités forestières, il n'a pas été possible de prolonger les mesures. Sur ces 2 glissements, 6 couples de piquets ont été suivis, chaque couple étant composé d'un piquet planté sur la partie stable et l'autre sur la partie glissée. Les mesures de distance se sont faites au mètre métallique tendu (non déformable). Les résultats sont organisés selon 2 courbes : l'évolution de la vitesse moyenne (distance cumulée totale/temps cumulé de mesure) et de la vitesse « instantanée » (distance entre 2 mesures/temps écoulé entre ces 2 mesures).

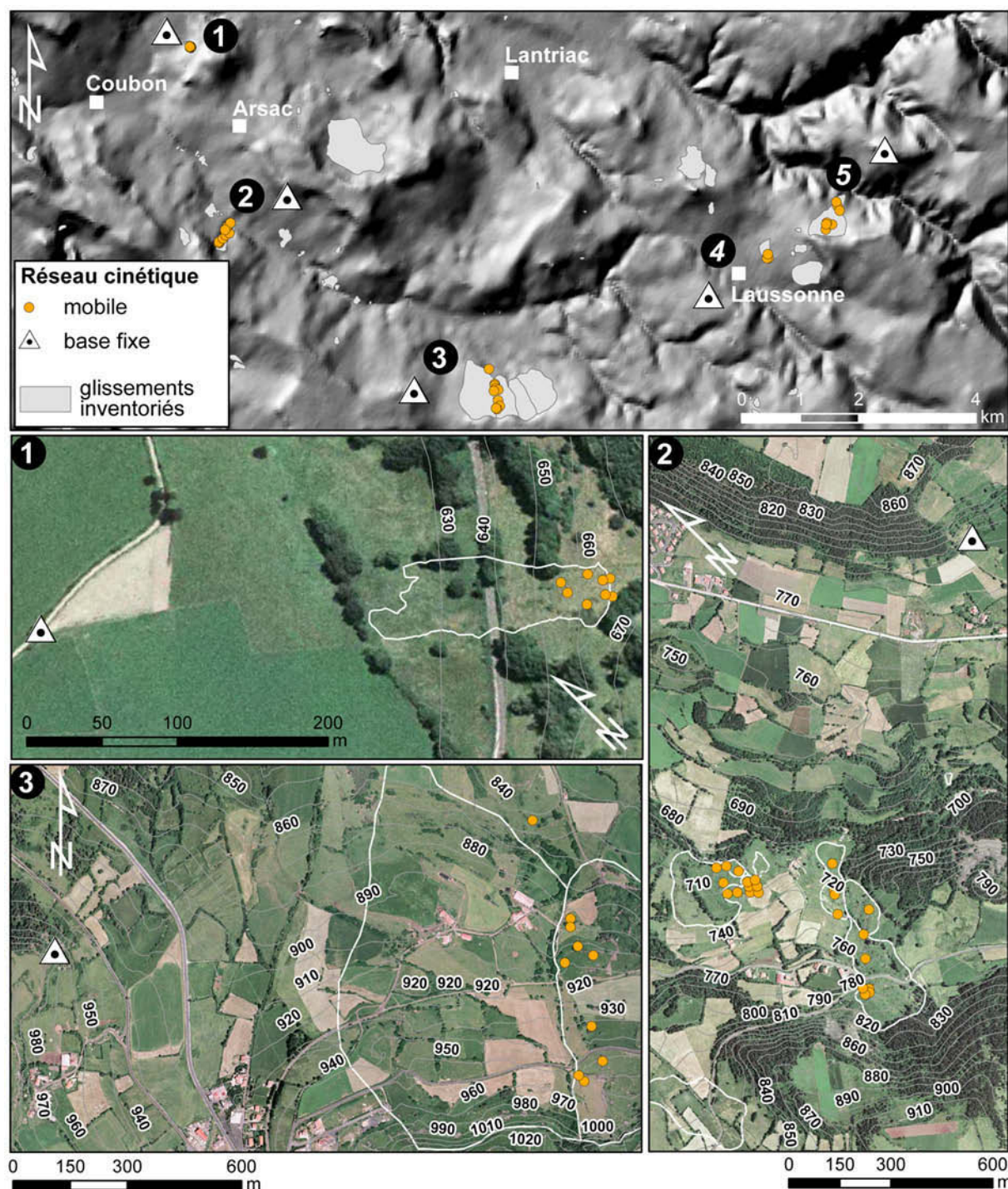


Figure 44 – Réseau de suivi cinétique avec le DGPS. En haut, aperçu général des 5 réseaux installés. 1) réseau du glissement du Chambon, 2) réseau du Cros de Brive, 3) réseau du Monastier. Les réseaux de Laussonne (4) et des Astiers (5) ne sont pas représentés

2.2.3. Replacer les glissements dans le temps

Datations ^{14}C – 4 sites ont bénéficié de datations radiocarbone, 2 par prélèvement de tourbe et d'argile organique issues de sondages au carottier russe (remplissages organo-minéraux de contre-pente formée par un déplacement rotationnel juste au-dessous de la zone de départ) et 2 par prélèvement de charbons dans des niveaux organiques révélés par des coupes artificielles et naturelles (**tab.5**). Les échantillons ont tous été datés par datation AMS (*Accelerator Mass*

Spectrometry) permettant d'obtenir une meilleure précision et des fourchettes d'âge plus restreintes. L'objectif premier est de dater le fond des remplissages afin d'obtenir une date minimale de déclenchement du glissement. Le second objectif est de recaler la période dans son contexte paléoenvironnemental par le biais de la panyologie (ch.5). La calibration s'est faite avec le logiciel CALIB® (Stuiver & Reimer, 1993, courbe de calibration IntCal04) afin d'obtenir un âge en cal. BP et la calibration Fairbanks 0107 (Fairbanks *et al.*, 2005). Les résultats des 2 calibrations sont extrêmement proches, mais nous avons retenu la calibration Fairbanks pour nos réflexions étant donné que la courbe IntCal04 ne couvre pas les dates supérieures à 26 000 ans calendaires. Malgré les résultats à 1σ , la calibration est homogène pour toutes les dates.

Tableau 5 – Récapitulatif des échantillons datés par C_{14} avec les âges calibrés BP et leur intervalle de confiance à 1σ

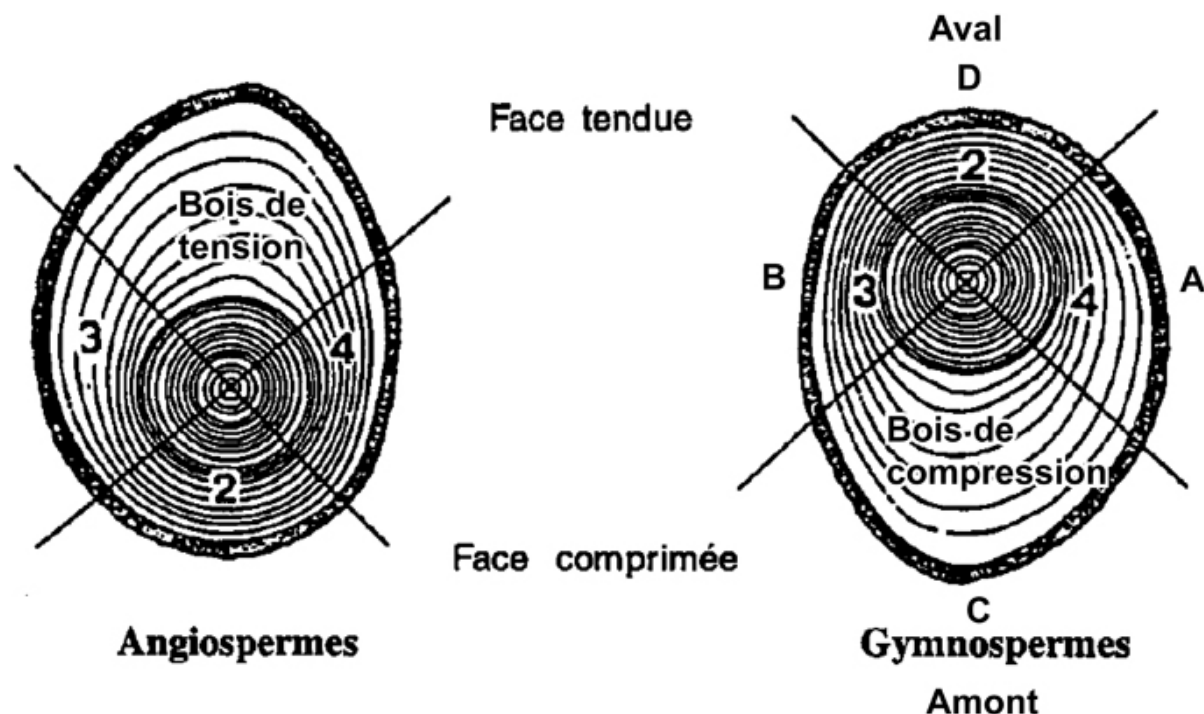
N° échantillon	Site	Relevé	Profondeur	Type	Laboratoire	Age calibré Intcal04	Age calibré Fairbanks 0107
Poz-35788	Montchamp	Carottier	196cm	Argile organique	Poznan	4491±28	4469±43
Poz-35789	Montchamp	Carottier	148cm	Bois	Poznan	3353±28	3345±33
Lyon-6447	Arsac	Coupe naturelle	≈ 400cm	Charbon	Lyon	2820±40	2820±42
Poz-44224	Monastier	Coupe artificielle	200cm	Argile organique	Poznan	20 401±143	20 457±115
Poz-44223	Monastier	Coupe artificielle	400cm	Argile organique	Poznan	-	25 975±223
Poz-31808	Laussonne	Carottier	15cm	Tourbe	Poznan	-	116
Poz-31809	Laussonne	Carottier	37cm	Tourbe	Poznan	613±37	627±37
Poz-31810	Laussonne	Carottier	51cm	Tourbe	Poznan	1255±23	1240±37
Poz-31811	Laussonne	Carottier	71cm	Bois	Poznan	1487±30	1452±46
Poz-31812	Laussonne	Carottier	81cm	Bois	Poznan	1570±35	1561±34
Poz-31813	Laussonne	Carottier	119cm	Argile organique	Poznan	2812±18	2799±31
Poz-31814	Laussonne	Carottier	169cm	Argile organique	Poznan	4198±50	4200±59

Dendrogéomorphologie – cette technique a été utilisée en collaboration avec Armelle Decaulne, chargée de recherches au CNRS et spécialiste des risques gravitaires en zone subarctique, dans le cadre d'un test de la technique sur des glissements de terrain très lents à extrêmement lents. Un test parallèle a été également mené sur le bassin de l'Emblavès avec, au final, quelques résultats intéressants (Ouahioune, 2010). L'objectif était de vérifier l'activité ou l'inactivité à moyen terme (50 à 100 ans) de glissements types et éventuellement de déceler des périodes d'activité plus intenses que d'autres.

Les carottages se sont déroulés le 27 novembre 2009, sur 2 sites (Cros de brive, glissement actif très lent et Laussonne, glissement supposé latent). Pour chaque site, 6 individus ont été échantillonnés à la tarière de Pressler sur l'ensemble du diamètre et selon 2 axes parallèle et perpendiculaire à l'axe de plus grande pente (**fig.45**). Les individus échantillonnés présentaient plus ou moins des formes de déstabilisation (tronc incliné ou déformé) mais également des formes autres (jumelles en hauteur, houppier déjeté, méplat) plus délicates à interpréter (concurrence, bris de neige, gel, etc.). Chaque individu a été localisé avec un GPS Garmin de 5m de précision.

Les échantillons récoltés ont été séchés dans leur étui pendant 3 semaines, puis collés sur des supports en pin. Après séchage de la colle (1 semaine environ), chaque échantillon a été poncé 2 fois avec du papier de verre (80µ et 400µ) afin de lisser la surface et faciliter la lecture. L'ensemble des échantillons a été scanné à 2400dpi dans un référentiel orthonormé, l'image étant calée par la suite

dans le SIG MAPINFO®10 dans un système non terrestre. Chaque cerne a été mesuré à la main grâce à l'outil de mesure du SIG et en suivant le sens des fibres. Certaines corrections ont été nécessaires afin de bien caler les courbes entre elles (recomptage, décalage dû à l'absence de cerne). Le calage avec une courbe dendrologique de référence n'a pas pu être possible, car il n'en n'existe pas dans la région (Cabanis, *com.pers.*).



Lieu-dit	Individu	Essence	Ht	Ø	N	E	Ech_1	Ech_2	Ech_3	Ech_4	Photos
Cros de brives	CR1	PS	10	30	44°58.476	3°56.530	C	D			3753
Cros de brives	CR2	PS	10	25	44°58.464	3°56.515	C	A			3754
Cros de brives	CR3	PS	4	15	44°58.488	3°56.487	C	B			3755
Cros de brives	CR4	FR	7	20	44°58.596	3°56.498	C	B			3756
Cros de brives	CR5	FR	6	15	44°58.600	3°56.556	D	A			3757
Cros de brives	CR6	AUL	14	20	44°58.618	3°56.560	C	A			3759
Laussonne	LA1	PS	20	50	44°58.484	4°03.963	C	D	B	A	3764
Laussonne	LA2	PS	20	50	44°58.492	4°03.942	C	D	B	A	3765
Laussonne	LA3	PS	15	30	44°58.523	4°03.928	C	B			3766
Laussonne	LA4	PS	13	20	44°58.523	4°03.928	C	B			3767
Laussonne	LA5	PS	17	45	44°58.555	4°03.926	C	D	A	B	3768
Laussonne	LA6	PS	9	30	44°58.589	4°03.823	C	D	B	A	3769

Figure 45 – Règles d'échantillonnage et récapitulatif. En haut, règles d'échantillonnage en fonction de la position de la position du tronc sur la pente (exemple sur un gymnosperme) – modifié de Jourez, 1997. En bas, récapitulatif des individus échantillonnés. PS : *Pinus sylvestris* ; FR : *Fraxinus excelsior* ; AUL : *Alnus glutinosa*. Les hauteurs sont en mètres et les diamètres en centimètres. Les coordonnées sont en WGS84. Les lettres A, B, C et D correspondent à la position de l'échantillon sur la section en fonction de la pente.

L'analyse de la différence de croissance entre les cernes C et D permet de voir la réponse de l'arbre à un mouvement du sol dans le sens de la pente tandis que la différence entre les cernes A et B, exprime un mouvement potentiel perpendiculaire à la pente générale. Une attention a naturellement été portée sur le sous-branchement (gymno- ou angiosperme) afin de bien différencier les types de bois de réaction (Jourez, 1997) et interpréter correctement la nature du mouvement (bascullement amont ou aval). Les chutes brutales de croissance suivies d'une période de latence ont également été pointées. Ces indices permettent d'obtenir une datation du phénomène.

Si les caractérisations peuvent paraître hétérogènes au regard de cette stratégie opportuniste et de la variété des méthodes, il n'en reste pas moins que cette approche a permis d'apporter des informations inédites sur quelques glissements dans un secteur où peu de références existent et avec des moyens modestes (cf. Nouveau Chapitre de Thèse, bilan financier).

2.3. Typologie et étude de cas

La typologie locale a été élaborée de manière experte au fur et à mesure de l'avancement du travail d'inventaire sur le terrain. Elle a ensuite été affinée puis rendue compatible avec les typologies officielles grâce aux résultats obtenus sur les glissements investigués, choisis pour leur représentativité. Tous ces résultats ne sont pas présentés dans cette thèse, notamment à cause de leur redondance. Nous avons donc choisi les études de cas illustrant au mieux chaque type.

2.3.1. Typologie retenue et équivalences avec les typologies officielles

Huit types de glissement ont été retenus dont un qui ne concerne qu'un site (non généralisable) (fig.46).

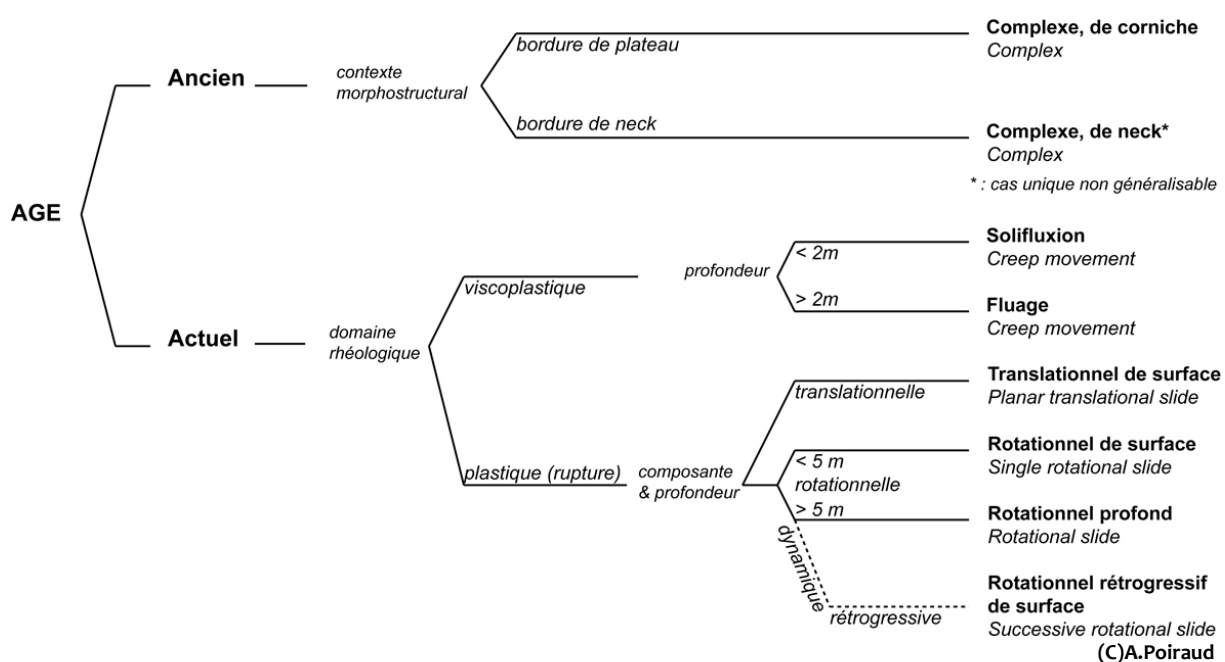


Figure 46 – Typologie locale des glissements de terrain et critères discriminants. Les termes anglophones correspondent aux équivalences avec la classification de Dikau *et al.*, 1996

Le premier critère de discrimination est l'âge, à savoir s'il s'agit d'un glissement « ancien » (stabilisé, forme héritée et en déconnexion avec les conditions climatiques actuelles, d'âge holocène ou pléistocène) ou d'un glissement « actuel » (dormant à actif, forme relativement fraîche, en connexion avec les conditions climatiques subatlantiques et datant de périodes historiques). Ce premier critère de différenciation est rarement utilisé dans les classifications (fig.16, §1.2.3) mais il semble pertinent pour le bassin du Puy, tant la part des héritages est forte.

Pour les glissements « anciens », le second critère correspond au contexte morphostructural, c'est-à-dire s'ils se développent en contrebas d'une corniche de plateau basaltique et participent au recul de celle-ci (complexe de corniche) ou s'ils affectent la bordure d'une structure volcanique intrusive

(complexe de neck). Ces glissements anciens sont qualifiés de « complexes », car leur mode de mise en place fait appel à plusieurs processus durant un même événement (glissement rotationnel amont puis fluage lent embarquant les éléments glissés) et/ou est polyphasé (« foirage » de la corniche puis reprise plus ou moins tardive des éléments par des processus solifluidaux).

S'agissant des glissements « actuels », le second critère est rhéologique et différencie les phénomènes viscoplastiques (déformation du matériau sans rupture) des phénomènes plastiques (déformation et rupture le long d'une surface de glissement individualisée).

Les phénomènes viscoplastiques sont caractérisés par leur profondeur, afin de considérer les processus de surface (< 2m, solifluxion) et les processus profonds (> 2m, déformation profonde, fluage). Cette profondeur de 2m est avant tout théorique et fait référence aux nombreux travaux portant sur le processus de solifluxion relatés dans l'ouvrage de Bertran *et al.*, 2004. Elle fait également référence à la charge nécessaire pour déclencher le processus. Dans le cas de la solifluxion, cette charge est infime et c'est essentiellement l'état de saturation en eau des argiles qui sera le processus moteur. Dans le cas du fluage *stricto-sensu*, cette charge est nécessaire à la déformation viscoplastique du matériau et doit être maintenue. Cette charge minimum implique l'existence d'une colonne de sol d'une certaine épaisseur.

Les phénomènes plastiques sont quant à eux différenciés classiquement selon leur composante majeure de déplacement (translationnelle ou rotationnelle) et selon la profondeur du plan de glissement pour les glissements rotationnels, l'absence de glissements translationnels profonds dans le bassin imposant de ne pas considérer cette variable pour ce type. Cette profondeur de 5m observée est une moyenne permettant de différencier les glissements rotationnels n'affectant grossièrement que l'épaisseur de formations superficielles de ceux affectant également le substrat géologique. Dans le cas des glissements rotationnels, une variante rétrogressive est introduite afin de prendre en compte cette particularité dynamique. Ce type est caractérisé par la multiplication des couronnes amont et l'existence de fissures de tension en amont de l'escarpement principal. Notons également qu'une composante translationnelle secondaire est souvent associée à la composante rotationnelle principale.

Les correspondances avec les typologies officielles (Varnes, 1978 ; Hutchinson, 1988 et Dikau *et al.*, 1996) sont parfois délicates à réaliser (**tab.6**).

Tableau 6 – Correspondances de la typologie locale avec les typologies officielles de Varnes, Hutchinson et Dikau *et al.*
L'état d'activité selon la typologie de Flageollet a également été renseigné (état d'activité générique pour le type considéré).

Typologie locale	Varnes 1978	Hutchinson, 1988	Dikau et al., 1996	Flageollet, 1996
Complexe de corniche	Complex earth slide	<i>Cambering/bulging</i> Landslide into flow	Complex (2 or more mechanisms)	<i>Stabilisé</i>
Complexe de neck	Complex earth slide	Landslide into flow	Complex (2 or more mechanisms)	<i>Stabilisé</i>
Solifluxion	(soil creep)	Superficial soil creep	Creep movement (flow)	<i>Actif intermittent</i>
Fluage	(soil creep)	Superficial soil creep Progressive creep (?)	Creep movement (flow)	<i>Actif intermittent</i>
Translationnel de surface	Translational earth slide	Translational slide	Planar translational slide	<i>Dormant singulier</i>
Rotationnel de surface	Rotational earth slide	Rotational slip	Single rotational slide	<i>Dormant singulier</i>
Rotationnel profond	Rotational earth slide	Rotational slip	Single rotational slide	<i>Dormant singulier</i>
Rot. Rétrogressif de surface	Earth slide	Multi-tiered slide	Successive rotational slide	<i>Actif intermittent</i>

La typologie de Varnes implique de grossières généralisations pour essayer de faire correspondre les glissements rotationnels rétrogressifs à un type prédéfini. Les classifications de Hutchinson et Dikau *et al.*, pour ces glissements, offrent un meilleur résultat. Par contre, nous retombons sur le problème soulevé dans le §1.2.3 concernant les processus solifluidaux et les mouvements complexes. Le fluage et la solifluxion n'ont pas d'équivalent réel et serait « rangés » dans les *creep movement* ou les *superficial soil creep* (voire *progressive creep* pour le fluage ?), ce qui ne correspond à la réalité des processus en jeu. Le type *Complex* de Dikau *et al.* et Varnes nécessite l'existence d'au moins 2 processus différents ce qui est le cas. Par contre, ce type ne précise pas quels sont les processus. La correspondance des glissements complexes dans la classification d'Hutchinson est plus délicate. En effet, ces processus peuvent, de loin, être assimilés à une forme de *valley cambering and bulging* essentiellement à cause du processus de fluage des couches sous-jacentes tendres sous le poids de la couche basaltique dure qui les surmonte. Cependant, ce processus de fluage n'agit que très localement et n'impacte pas le versant entier. La seconde solution est de rattacher ces mouvements complexes à des *landslide into flow* (type de glissement-coulée) mais n'ayant pas d'idée sur la simultanéité des processus, ce classement reste très approximatif.

Finalement, si les glissements simples avec rupture ne posent pas de problèmes, les mouvements de type fluage, solifluxions et anciens mouvements complexes sont plus délicats à classer dans les typologies officielles. La typologie de Varnes est trop « simpliste » et implique de trop grosses généralisations pour être utilisée dans notre cas. La typologie de Hutchinson est plus précise, mais soulève certaines ambiguïtés qu'il nous est impossible de trancher à l'heure actuelle. Enfin, la typologie de Dikau *et al.* reste précise tout en évitant les ambiguïtés de par ses catégories génériques. C'est cette dernière classification qui est retenue pour les correspondances internationales. Nous signalons cependant que la classification de la solifluxion et du fluage en *creep movement* demeure peu satisfaisante.

2.3.2. Les complexes de corniches

Ce type de glissements imprime sa marque sur de nombreux versants et est à l'origine des épaisses formations superficielles qualifiées de « complexes de versants » (ch.5). Deux études de cas illustrent ce type :

- le complexe de glissements du Monastier (1, **fig.40**), situé le long de la vallée de la Laussonne, en partie externe du bassin,
- le glissement de St-Vidal (3, **fig.40**), situé le long de la Borne, en partie interne du bassin.

2.3.2.1. Le complexe de glissements du Monastier

Ce complexe de glissement a fait l'objet d'un rapport BRGM (Poiraud *et al.*, 2008) puis d'un article reprenant l'essentiel des résultats, mais avec une interprétation légèrement différente du fait de la mise à jour d'une coupe exceptionnelle durant l'été 2010 permettant de préciser les premières interprétations (Poiraud & Defive, 2011).

Situation et contexte – le complexe de glissements est situé en bordure nord du plateau du Monastier et traversé par la D49 reliant le Monastier à Laussonne. Le versant est délimité par une corniche basaltique culminant à 1000m et par la Laussonne qui s'écoule à son pied à environ 780m d'altitude. Sa longueur moyenne est de 1700m et sa pente moyenne de 8°. L'ensemble du versant est développé dans la série oligocène des Sables de la Laussonne de nature sablo-argileuse et surmonté par un ensemble de coulées basaltiques d'une épaisseur d'environ 20m au niveau de la corniche. Nous sommes ici en bordure sud-est du bloc tectonique Gazeille/Laussonne, délimité par une faille à l'est (**fig.40** et **fig.47.1**).

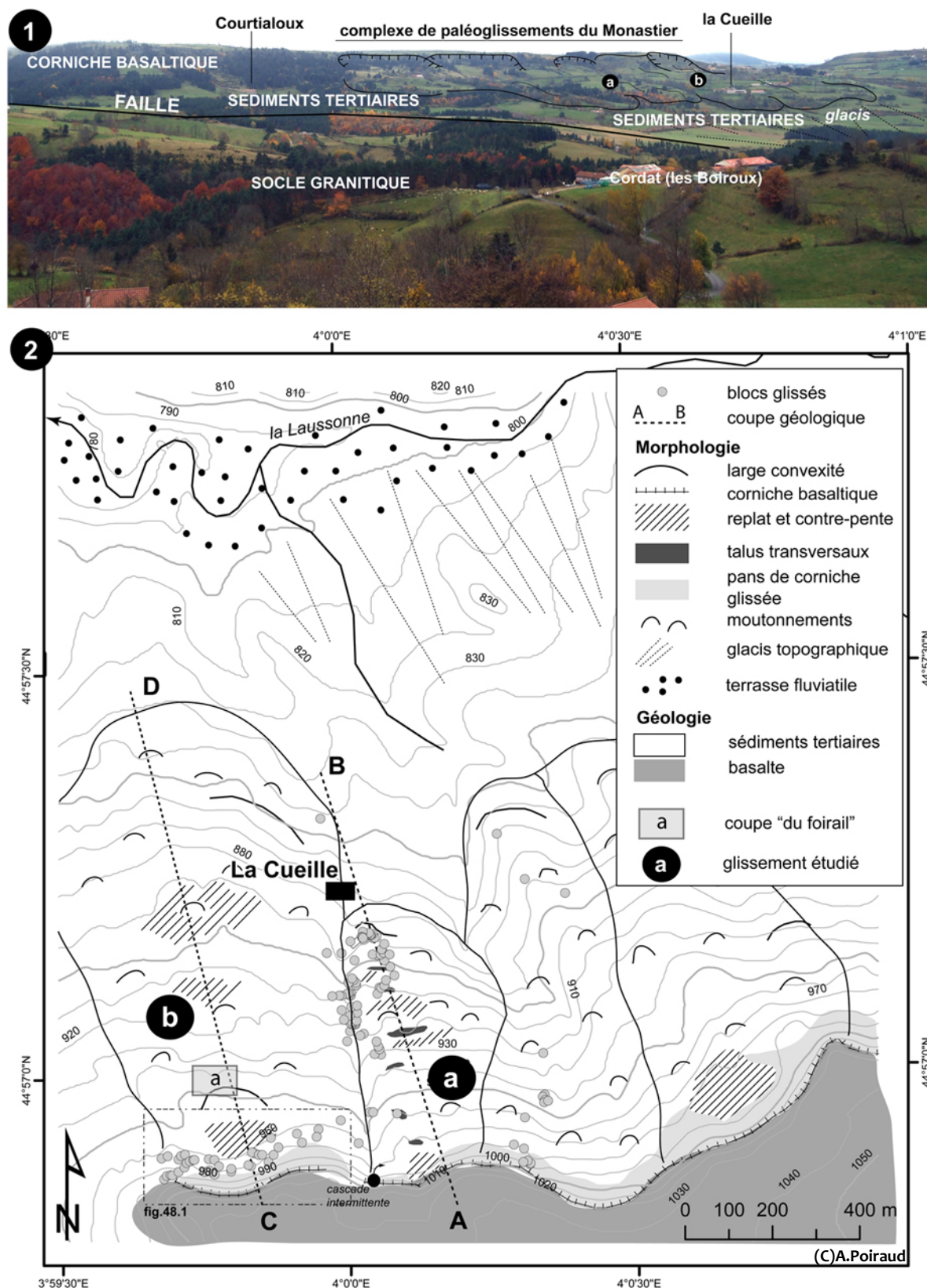


Figure 47 – Situation et contexte du complexe de glissements du Monastier. 1) Vue depuis les Boiroux (versant opposé). On remarque la différence de topographie générale de part et d'autre de la faille avec une paléosurface dégradée dans le socle et des versants globalement concaves dans les terrains sédimentaires ; 2) carte morphologique du complexe dans son contexte géomorphologique. Le glissement (a) a fait l'objet de sondages et de tomographie sismique tandis que le glissement (b) est caractérisé à partir des résultats du glissement (a) et de la description de la « coupe du Foirail ». Les 2 glissements ont fait l'objet de la description des blocs basaltiques flués.

Le complexe est constitué de 4 glissements plus ou moins bien individualisés par l'incision postérieure de ruisseaux temporaires et les amphithéâtres formés au niveau de la corniche sommitale. Ces glissements occupent le haut et milieu du versant et se raccordent topographiquement à un glacis topographique de bas de versant lui-même raccordé à un petit système de terrasses fluviales étagées (**fig.47.2**).

Morphologie – le complexe couvre une surface totale de 1.16km² avec une longueur maximale de 1020m pour le glissement ouest (b). Les 4 glissements présentent tous la même morphologie d'ensemble avec une partie haute très différente de leur partie basse. Dans la partie haute, on distingue 3 unités morphologiques :

- une corniche sommitale en amphithéâtre avec une pente proche de 30° de laquelle se détachent des panneaux basaltiques suivant les lignes de fracturation naturelle liées à la structure prismatique du basalte (**fig.48.1a**),
- une zone en pente plus douce (15/20°) très riche en blocs basaltiques plus ou moins basculés et fracturés (**fig.53.2**) et avec des affleurements de matériel sédimentaire (**fig.48.1b**),
- une zone de replat voire de contre-pente située directement sous la corniche et exempte de blocs affleurants (**fig.48.1c**). Cette dernière zone est délimitée à l'aval par une convexité plus ou moins marquée selon les cas. Les matériaux retrouvés au sein de ces replats sont essentiellement organiques (argiles organiques liées au remplissage d'une dépression, cas des glissements (a) et (b)) ou détritiques (front d'altération d'une masse basaltique basculée, cas du glissement est).

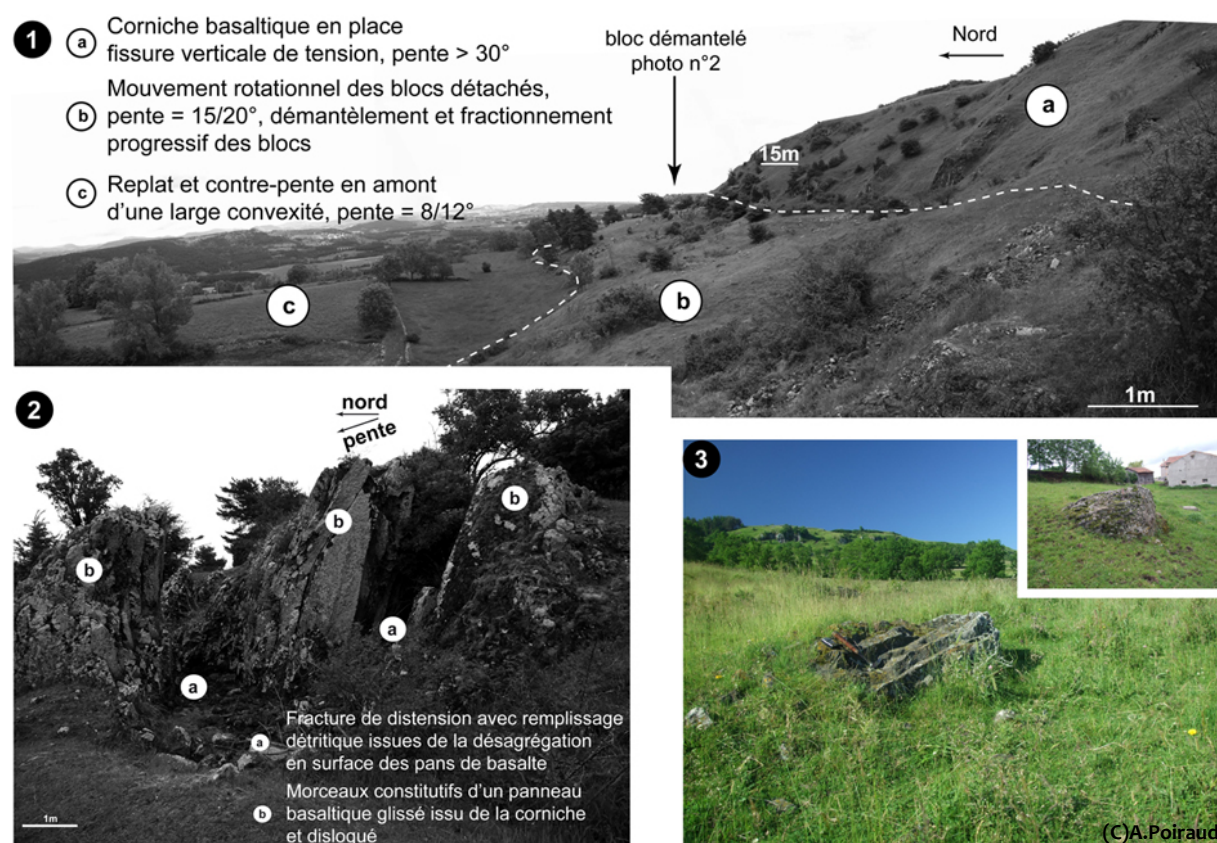


Figure 48 – Éléments de morphologie des glissements du Monastier. 1) vue panoramique de la partie sommitale du glissement (b) ; 2) pan de corniche glissé et démantelé suivant les joints de colonnade ; 3) exemples de 2 blocs flués, le premier situé à 450m de la corniche visible à l'arrière-plan et le second (encart), à proximité des bâtiments du hameau de la Cueilie

En aval de cette partie sommitale, se développe une vaste zone bosselée ponctuée de replats multiples et de talus longilignes transversaux riches en blocaille basaltique (**fig.48.2**). La surface enherbée est parsemée de blocs basaltiques affleurants, de tailles et de formes variées, à moitié enfouis dans la masse de terre (**fig.48.3**).

Aucun signe d'activité actuelle n'apparaît sur l'ensemble du complexe, hormis quelques *Pinus sylvestris* en crosse à proximité de petites loupes de solifluxion réactivée superficiellement.

L'érosion et le décapage supposés des surfaces situées à proximité du ruisseau venant de la cascade et séparant les 2 glissements les plus occidentaux ont mis à l'affleurement des blocs basaltiques flués pris dans la masse des formations superficielles. L'analyse de 130 blocs de ce type (voir méthodologie au §2.2.1.1) permet de bien différencier, en terme de répartition et morphométrie des blocs, les 2 parties amont et aval des glissements.

L'analyse visuelle simple permet nettement de détecter 2 groupes, l'un en contrebas et longeant la corniche et le second le long de l'axe décrit par le ruisseau séparant les glissements (a) et (b). Ceci est confirmé par l'analyse de proximité avec un ratio observé/théorique de 0.43 et un Z-score de -12.4, confirmant la répartition en agrégat à 99% de confiance.

Le pendage des blocs est spatialement autocorrélé à 99% de confiance (*I* de Moran's = 0.12 et Z-score > 4). Sur la **figure 49**, on constate qu'une majorité des blocs situés sous la corniche ont un pendage positif fort (> 50°) tandis que les blocs situés plus en aval ont des pendages plus aléatoires globalement, mais cependant corrélés de proche en proche. Un pendage > 90° implique un mouvement plutôt rotationnel (la base du bloc est plus à l'aval que le haut), tandis qu'un pendage < 90° est plutôt le signe d'un basculement (type *topple*). Hormis un bloc ayant un pendage > 90°, les pendages rencontrés attestent donc du caractère « basculé » des blocs.

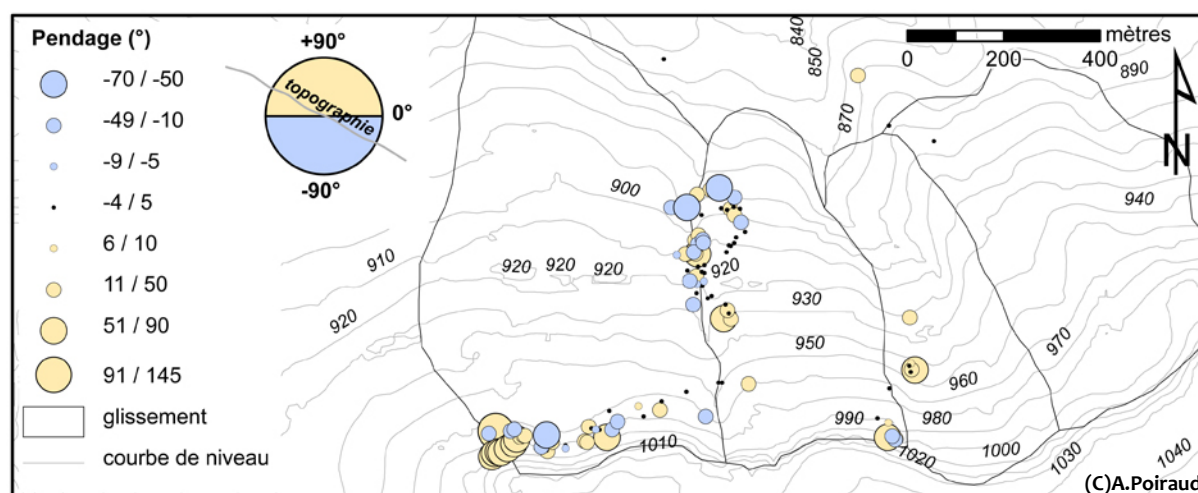


Figure 49 – Répartition spatiale du pendage des blocs

Pour les blocs situés en contrebas de la corniche, les orientations sont globalement concentrées dans un faisceau entre 310 et 320° et 20/22°. 32% des blocs y sont encore subverticaux donc sans orientation remarquable (**fig.50.1**). Dès lors que l'on s'éloigne de la corniche, les blocs sont tous basculés et couchés et la distribution des orientations s'étale entre 310 et 25° sans qu'on puisse distinguer un mode dominant. Si l'orientation générale des blocs reste bien conforme à l'exposition du versant, elle tend à se diversifier et à se soustraire de cette contrainte vers l'aval des glissements.

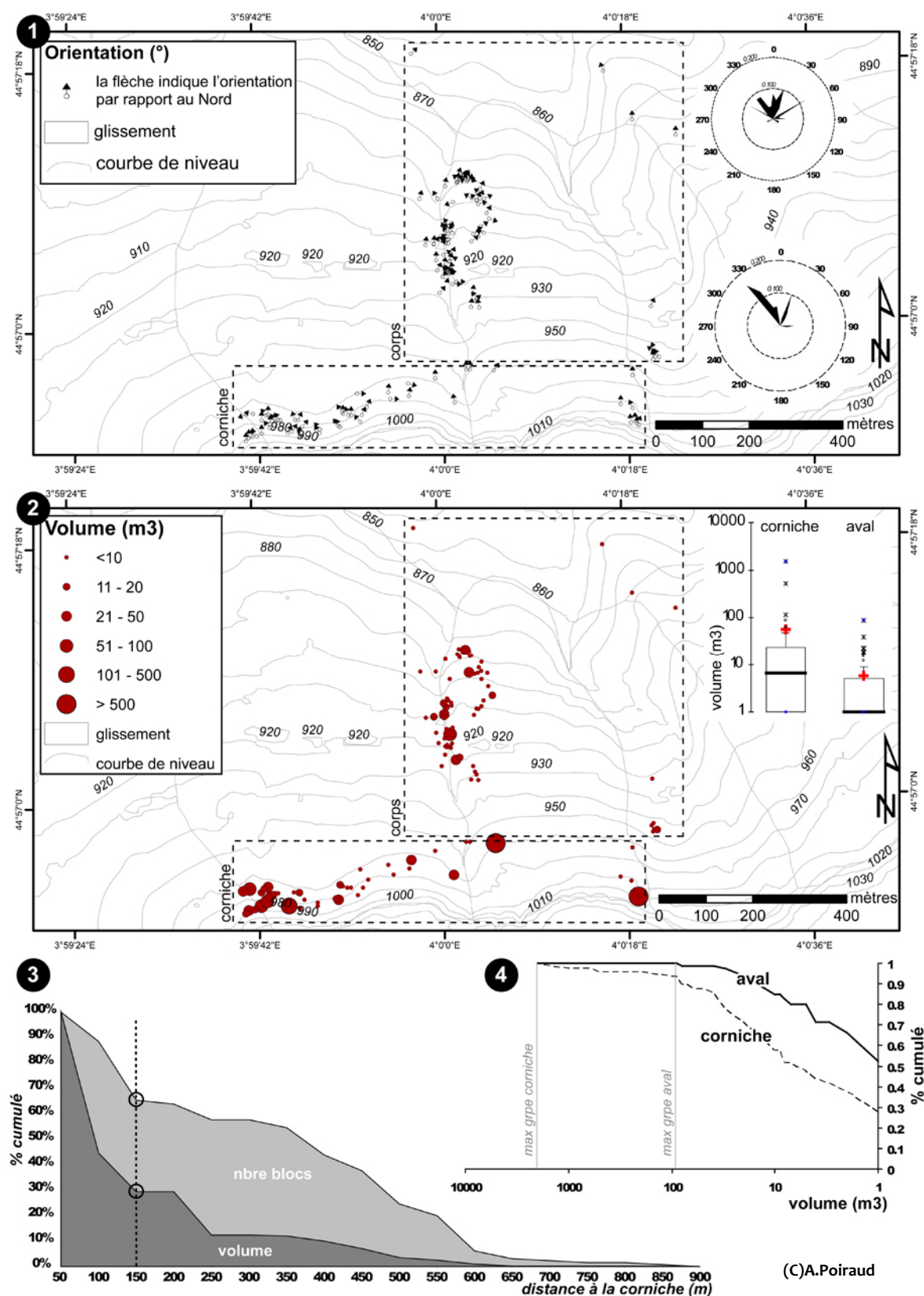


Figure 50 – Analyse spatiale des blocs basaltiques flués. 1) répartition des orientations des colonnades ; 2) répartition des volumes unitaires ; 3) fréquence cumulée des blocs et volumes en fonction de la distance à la corniche ; 4) fréquence cumulée des volumes en fonction du groupe d'appartenance

La moyenne du volume des blocs est de 25m^3 , ce qui est relatif compte tenu d'un écart-type atteignant près de 139m^3 , soit un coefficient de variation supérieur à 5.5, et d'une amplitude de 1500m^3 . Statistiquement, les volumes sont répartis spatialement de manière aléatoire (ratio observé/théorique ≈ 0 et Z-score = -0.7 à l'analyse d'agrégation) d'un bloc à l'autre. Par contre, visuellement, une logique semble se dessiner avec une baisse du volume unitaire depuis la corniche vers l'aval des glissements. Les fréquences cumulées des volumes et nombre de blocs en fonction de la distance à la corniche (**fig.50.3**) confirment l'impression visuelle avec près de 30% des blocs représentant 65% du volume total concentré à moins de 150m de la corniche. En dissociant les blocs en 2 groupes (groupe « corniche à moins de 150m et groupe « aval » à plus de 150m), nous constatons que la distribution des volumes est nettement différente au niveau de la moyenne (représenté par une croix rouge, **fig.50.2**) et de la médiane (**fig.50.2 & 50.4**). Sur le terrain, on retrouve des panneaux plurimétriques de basalte en voie de fracturation sous la corniche (**fig.48.2**), observation qu'on ne fait pas plus bas sur le versant.

Géométrie interne – les sondages géologiques couplés à la tomographie sismique ont permis, en première approche, de déceler une organisation en 2 couches du glissement (a) et la coupe située sur la convexité amont du glissement (b) a permis de préciser l'interprétation de la sismique.

Le modèle initial choisi par le BRGM est bien corrélé aux observations et a été validé (**annexe 3**). Les profils de vitesse reportés sur la coupe AB du glissement (b) permettent d'avoir des informations sur les parties haute, moyenne et basse du glissement.

L'analyse des profils de vitesse corrélés aux sondages géologiques amène à retenir 4 gammes de vitesse (**fig.51.1**) :

- vitesse $< 400\text{m.s}^{-1}$: non pris en compte car correspond à la vitesse du son dans l'air. Ces vitesses correspondent à des artefacts de la manipulation sur le terrain.
- $600/700\text{m.s}^{-1} < \text{vitesse} < 900/1000\text{m.s}^{-1}$: en bleu clair/lagon sur les profils, cette zone de vitesse correspond à la couche de surface superficielle composée de blocaille basaltique mélangée à une matrice limoneuse. Très poreuse et sèche, cette formation induit de faibles vitesses sismiques. Nous considérons ici que cette unité correspond à la « couche colluviale » (terme impropre qu'on appellerait en toute rigueur « formation de versant à blocs ») et dont l'épaisseur sur l'ensemble des profils et des sondages ne dépasse pas 2m. Cette unité est retrouvée sur tous les sondages et est à l'origine de nombreux refus dans les premiers mètres.
- $1000\text{m.s}^{-1} < \text{vitesse} < 1300\text{m.s}^{-1}$: uniquement visible sur le profil 4 (couleur verte) et en relation avec les résultats de la « coupe du Foirail » (voir après), cette unité est interprétée comme un remplissage organo-détritique comblant une dépression due à la présence d'une contre-pente aval. Sur le profil 4, les contours de cette unité cinétique permettent de redessiner les paléotopographies potentielles anté-remplissage (paléotopo 1) et post-remplissage (paléotopo 2), ces 2 paléotopographies ayant ensuite été recouvertes par les formations de pente à blocs. Cette unité atteint environ 5m d'épaisseur.
- vitesse $> 1500\text{m.s}^{-1}$: sur le profil 4, 2 pôles de forte vitesse (couleur rouge) apparaissent de part et d'autre du remplissage organo-détritique. En relation avec la « coupe du Foirail », ils sont interprétés comme des noyaux de matériel clastique (panneau basaltique désagrégé ou lentille d'éboulis). Concernant les profils 5 et 6, cette unité est continue sur l'ensemble des profils et fait contact avec le substrat sous-jacent. Conformément aux sondages ainsi qu'aux observations sur le terrain (affleurement de cette unité en surface sur le profil 6), cette « couche » semble être composée de blocaille et blocs basaltiques noyés dans une masse d'argile-sableuse. Le taux d'humidité y est nettement plus élevé que dans la formation « colluviale » (existence de petits aquifères au sein de la masse). Les échantillons prélevés

par sondage montrent une matrice composée d'argile brune riche en billes basaltiques, parsemée de taches d'oxydoréduction et comprenant des passées ou lentilles de substrat non déstructuré. La foration délicate résulte de la charge importante en cailloux et blocs sur l'ensemble de la masse de cette unité, notamment en aval (forage M5). Cette couche dépasse partout les 10m de profondeur, atteignant 17m de profondeur au forage M2bis.

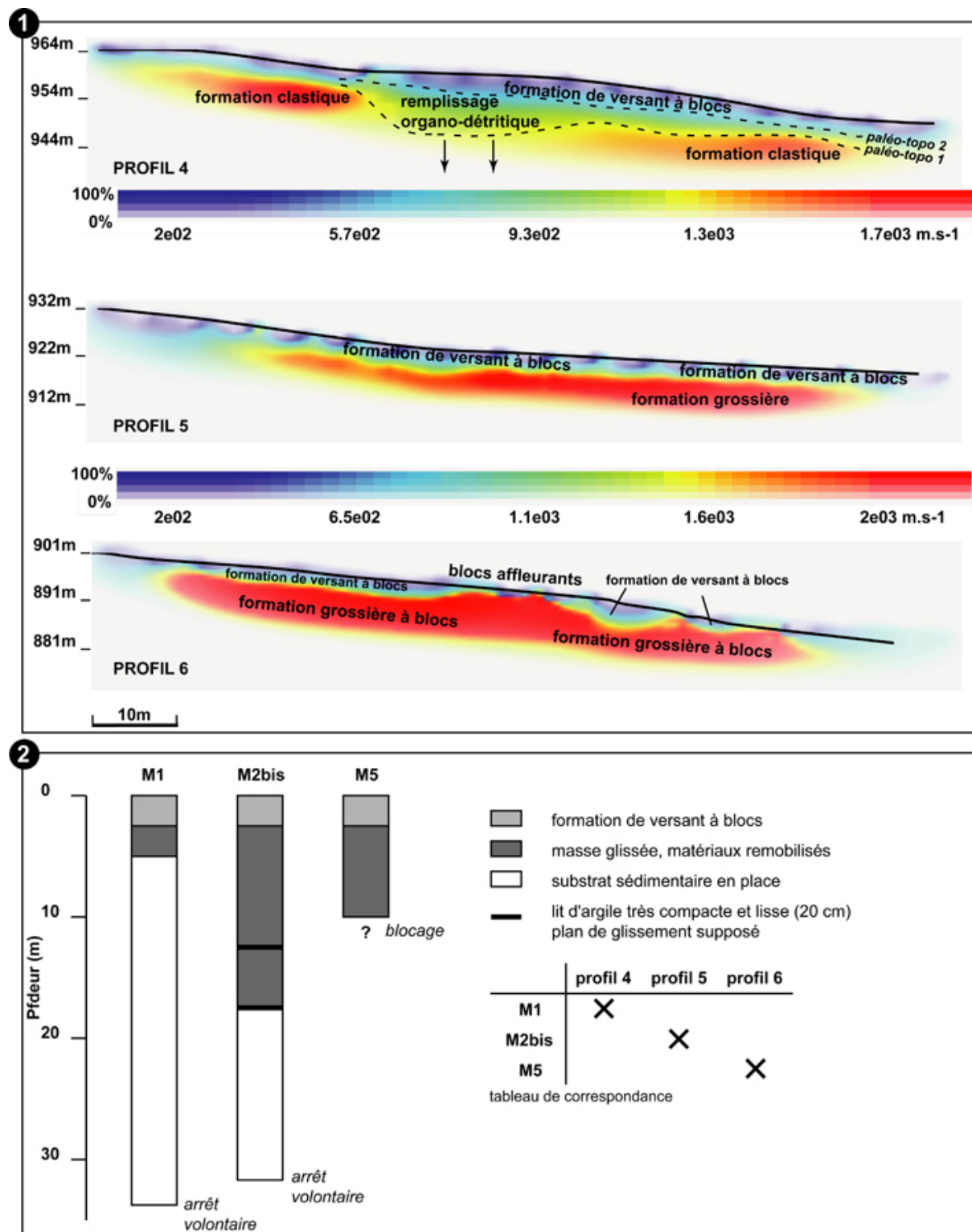


Figure 51 – Résultats des sondages et tomographie sismique. 1) modèle de vitesse des 3 profils de sismique réfraction ; 2) log simplifié des 3 forages correspondant aux profils sismiques

Sur le forage M2bis, des niveaux fins (20 cm) d'argile lisse et très compacte (difficulté de foration) ont été repérés à 12 et 17m (**fig. 51.2**) et interprétés comme de probables plans de glissement.

Sur le glissement (b), des travaux de terrassement ont révélé une coupe à travers la convexité aval de la contre-pente principale située sous la corniche basaltique à l'origine d'une zone humide topogène actuelle (**fig.52.1**). La coupe se développe sur une trentaine de mètres de large et 2 à 5m de haut et se départage en 3 unités (**fig.52.2**).

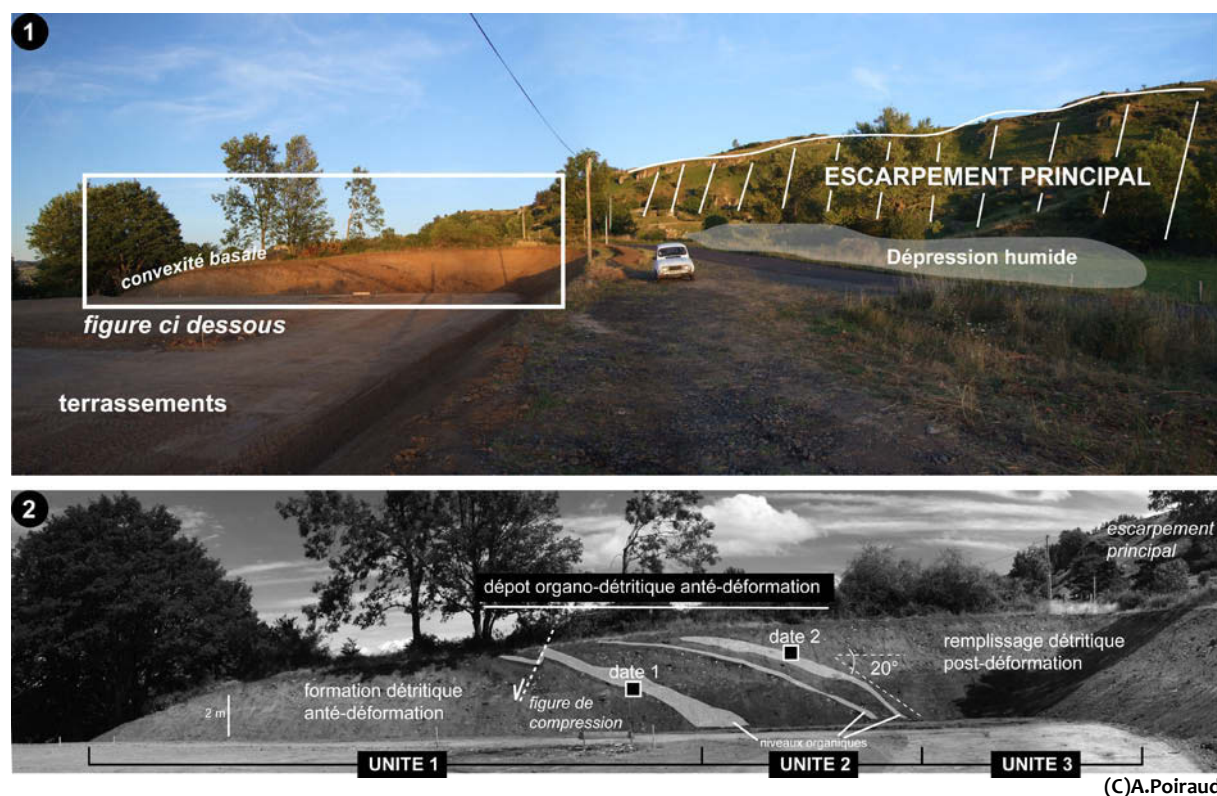


Figure 52 – Coupe du Foirail. 1) contexte de la coupe ; 2) éléments remarquables de la coupe. La description des unités est faite dans le texte ainsi que les dates ¹⁴C.

L'unité 1 est détritique et composée de basalte « pourri », extrêmement altéré et oxydé dans une matrice limoneuse marron. On y retrouve des « fantômes » de blocs basaltiques organisés en ensembles cohérents. Deux niveaux traversent le milieu de cette unité avec un pendage de 15/20°. La matrice limoneuse y est absente et le type de matériel y est essentiellement clastique avec des éléments basaltiques grossiers (0/400mm) très altérés également. On note l'absence totale de quartz, preuve que ces éléments n'ont jamais été mélangés avec le substrat sédimentaire. Cette unité située au niveau de la convexité basale peut être interprétée comme i) un ancien talus d'éboulis très altéré ou ii) un ensemble de panneaux basaltiques glissés très altérés.

L'unité 2 est structurée en 3 lits organiques principaux (argile organique noire de type ancienne vase et quelques fins niveaux de diatomées) ayant un pendage vers l'amont versant de 20° à leur base et 10/12° au sommet. Le niveau le plus à gauche est marqué par une inflexion à 90° témoin d'une déformation en compression. Chaque lit est séparé par des niveaux nettement détritiques riches en blocaille basaltique dans une matrice limoneuse marron/orangée. Chacun de ces niveaux organiques a été prélevé en vue d'une datation ¹⁴C. Cette unité correspond à un ancien fond humide, petite retenue d'eau topogène liée à une contrepente à l'aval.

L'unité 3 est clastique, composée d'éléments basaltiques fins dans une matrice limoneuse marron à beige. Les éléments clastiques sont moins altérés que ceux de l'unité 1 et aucune forme de

déformation (pendage, faille) n'a été observée. Cette unité est postérieure à la déformation et s'apparente à des petits éboulis flués ou à une formation gélifluée à blocs.

Cette coupe atteste bien d'une rotation de l'ensemble et d'une déformation en compression postérieurement au remplissage organo-détritique (déjà lié à une contrepente antérieure), créant ainsi la contrepente actuelle.

Cinétique – le suivi bisannuel n'a enregistré aucun mouvement statistiquement significatif sur l'ensemble des points suivis. Notons un déplacement significatif entre le 8/10/2009 et le 26/10/2010 de 14 mm à 95% de confiance dans le sens de la pente (358°) pour le point n°6 situé à la rupture de pente de la convexité basale du glissement (a). Sur cette période, cette tendance à un déplacement dans le sens de la pente est ressentie sur la totalité des points, mais n'est pas significative. L'absence de signes d'activité à moyen terme ainsi que la quasi-stabilité des mobiles nous permettent de conclure à la stabilité ou du moins à la latence du glissement (a).

Datations – les datations (carré noir, **fig.52.2**) effectuées par Poznan donnent :

- date 1 (base du remplissage) – 25 975±223 cal.BP (Fairbanks 0107),
- date 2 (sommet du remplissage) – 20 475±115 cal.BP (Fairbanks 0107).

Interprétation – nous considérons l'ensemble des glissements du complexe selon 2 parties distinctes : la partie sommitale (corniche + contre-pente) et la partie médiane et distale (topographie ondulée et blocs flués).

La topographie, la tomographie sismique ainsi que la « coupe du Foirail » attestent incontestablement d'un mouvement rotationnel de l'ensemble supérieur des glissements en plusieurs phases par fluage des couches sous-jacentes sous le poids des coulées.

Premièrement, la présence d'un fort pendage amont dans des matériaux sédimentaires impliquant un dépôt horizontal, les figures de compression et l'absence de matériaux remaniés en contrebas de la corniche (profil 4 et forage M2b) sont en faveur d'une déformation de type rotationnelle (**fig.53**) pour donner aux niveaux leur géométrie actuelle.

Deuxièmement, la présence de matière organique au niveau de la « coupe du Foirail » implique l'existence d'une zone humide dont l'origine ne peut être que topogène et donc liée à l'existence d'une contrepente qui, dans le contexte géologique local et au vu de la nature des matériaux sédimentaires, ne peut être due à un replat structural (inexistence de forts contrastes lithologiques dans la série des Sables de la Laussonne permettant le développement de formes structurales de ce type). De plus, l'existence, à une altitude bien inférieure de la base de la corniche basaltique (50m plus bas) et inscrit dans la série sédimentaire oligocène, d'un niveau grossier composé d'éléments basaltiques très altérés et dépourvu d'éléments provenant de ladite série sédimentaire (quartz) va dans le sens de l'existence passée d'une contrepente liée au déplacement rotationnel d'un élément de paroi basaltique, antérieurement à la déformation qui a affecté les niveaux organiques et détritiques de la coupe.

Troisièmement, la différence d'altération entre les éléments basaltiques de l'unité 1 et de l'unité 3 implique que ces matériaux sont de 2 générations différentes (elles le sont déjà stratigraphiquement).

Il faut donc bien envisager au moins 2 phases de mouvement pour expliquer cette configuration. La phase 1 est contemporaine ou antérieure à 26 000 cal.BP (début du dépôt organo-minéral déformé)

tandis que la phase 2 est forcément postérieure à la fin de la sédimentation, soit 20 500 cal.BP, l'ensemble restant stable sur le laps de temps de la sédimentation (fig.53)

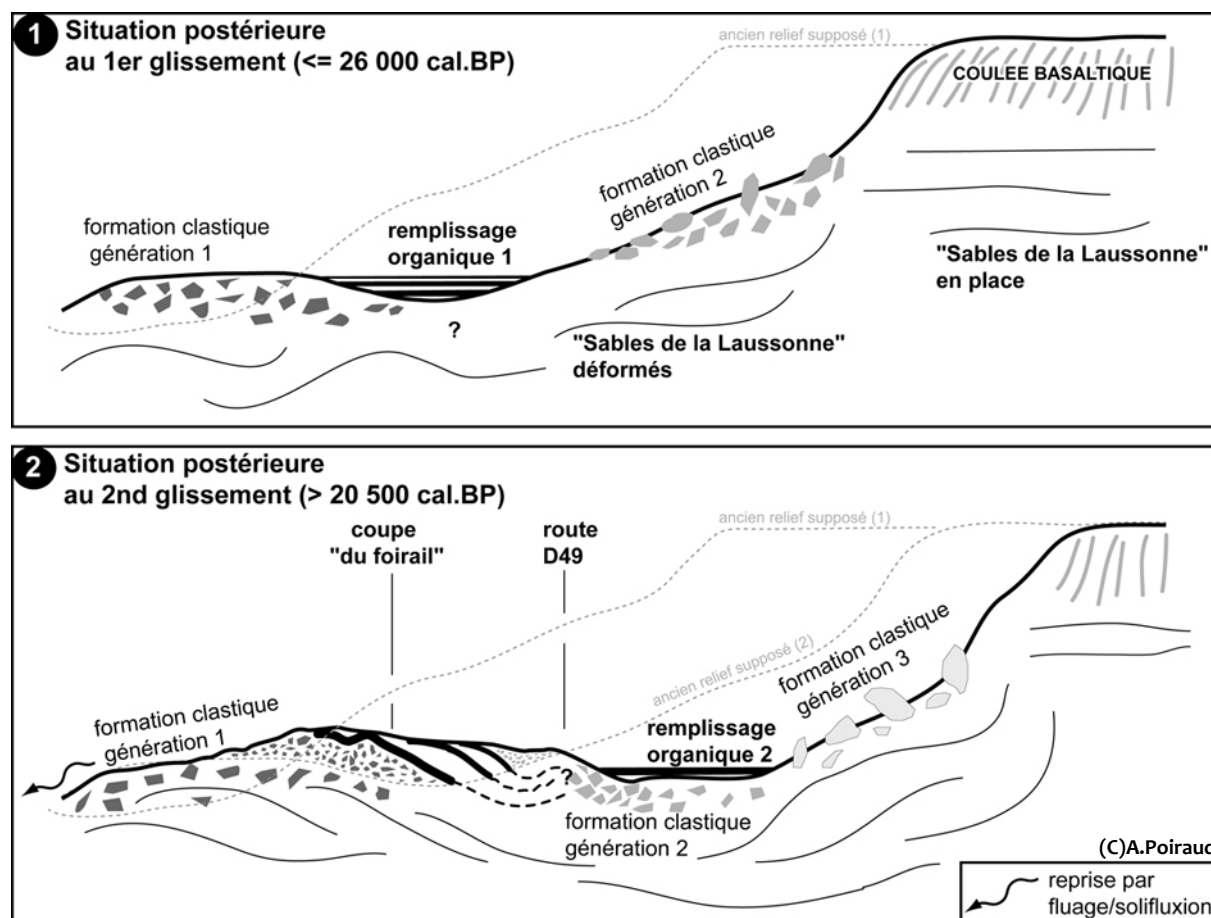


Figure 53 – Schéma interprétatif de l'évolution de la corniche basaltique nord du plateau du Monastier par glissements rotationnels successifs. 1) phase antérieure au premier glissement, mouvement ayant généré le relief supposé n°2 ; 2) second glissement d'ampleur ayant provoqué la déformation des sédiments retrouvés dans la coupe et à l'origine de la dépression actuelle en amont de la D49

Les parties médiane et distale du glissement montrent un remaniement important des matériaux issus de la corniche basaltique, seule source locale d'éléments volcaniques. La désagrégation des blocs avec la distance à la corniche ainsi que l'augmentation du spectre des orientations et la forte incorporation des matériaux argileux issus de la série oligocène avec des éléments volcaniques de taille variée attestent de l'importance des remaniements dans cette partie du complexe. Les épaisseurs de matériaux remaniés sont fortes pouvant atteindre plus de 15m. Le H/L des glissements (a) et (b) est respectivement de 0.2 et 0.16 ce qui implique une certaine fluidité du mouvement ou un événement paroxysmique, en tout cas une mobilité importante (Ui, 1983 ; Corominas, 1996 ; Finlay et al., 1999). Plusieurs hypothèses sont à évoquer pour tenter de caractériser cette partie :

- partie distale de glissement-coulée (contemporanéité des parties sommitales et médianes/distales),
- reprise des matériaux issus des glissements rotationnels amont par des processus de fluage lent (relais de processus entre la partie sommitale et la partie médiane/distale),
- partie distale d'avalanche de débris (*Sturzström*).

La dernière hypothèse nous semble peu probable compte tenu de la trop faible énergie de relief de la corniche (20m), de l'absence de mégabrèches et de *hummocks*, d'un granoclassement vertical

positif qui va à l'encontre des observations faites à ce sujet (Topping, 1993 ; Yarnold, 1993), d'une faible distance de parcours (< 1km), de l'absence de *jigsaw craks* caractéristiques des dépôts issus des avalanches de débris et d'un granoclassement horizontal négatif. Vidal *et al.* (1996) avait évoqué ce processus pour expliquer certains grands glissements affectant les versants de la Limagne (notamment le glissement de Gergovie) mais les arguments manquent ou ne sont pas assez discriminants pour considérer ces glissements comme le résultat de processus catastrophiques et violents, d'autant plus si on admet que ces formes peuvent être construites dans le temps et non pas issues d'un seul événement. Enfin, il n'est pas rapporté de processus de ce type dans des contextes morphostructuraux similaires à faible énergie de relief.

L'hypothèse du glissement-coulée répond en partie aux observations faites, à savoir (Malet, 2003) :

- une zone de départ de type glissement rotationnel,
- une zone de transit avec du matériel mélangé (grossier et matriciel),
- le rapport volume-H/L place ces mouvements avec les glissements-coulées développés dans les argiles et schistes argileux du bassin de Barcelonnette,
- existence d'une convexité aval nette.

Cependant, certaines différences morphologiques persistent :

- peu de matériel stocké dans la zone de départ (cf. tomographie sismique et sondage dans la partie sommitale),
- la chenalisation de la zone de transit est inexistante (critère non systématique),
- la zone d'accumulation ne présente pas de lobe final.

L'argument principal rejetant l'hypothèse du glissement-coulée reste celui de la différence de volume et de nature de matériau entre la zone de départ et la zone d'accumulation/transit. En effet, la zone sommitale fournissant uniquement du matériel volcanique, la présence de matrice argileuse dérivant de la série oligocène mélangée avec de la matière organique implique une incorporation « au fur et à mesure » de cette matrice aux éléments volcaniques. De plus, pour un recul de corniche estimé à 150m (distance au sein de laquelle l'essentiel du volume des blocs est concentré et distance à laquelle se situe la coupe), le volume estimé dégagé dans la zone d'ablation pour le glissement (b) serait d'environ 800 000 m³ (150*270*20). Or, pour une surface de la zone d'accumulation/transit de 364 000 m² et une profondeur moyenne de dépôt entre 5 et 10m, le volume estimé de matériau serait de 273 0000±91000 m³. Malgré l'imprécision de ces estimations, l'écart est suffisamment significatif pour montrer l'importance prise par l'incorporation de matériel allogène à la zone de départ ce qui n'est pas caractéristique des glissements-coulées.

L'hypothèse de glissements initiaux dont le matériel volcanique serait repris par des processus de fluage nous semble plus vraisemblable. En effet, l'amenuisement du volume des blocs basaltiques, la plus grande dispersion des orientations, le mélange de plus en plus intime d'éléments volcaniques au matériel argilo-sableux issu de la série sédimentaire vont dans le sens de ce genre de processus. De plus, ceci permet d'expliquer la dualité entre des dépôts purement basaltiques en position sommitale et des dépôts très mélangés en aval. La compétence de ces processus de fluage (gélifluxion ou solifluxion par exemple) est particulièrement importante, pouvant déplacer des blocs plurimétriques sur des distances de plusieurs centaines de mètres (Valadas, 1984 ; Etlicher, 1986) ce qui n'est donc pas incompatible avec les blocs distaux plurimétriques trouvés à plus de 700m de la corniche (**fig.47**). L'exemple du bloc n°43 est de ce point de vue exemplaire. Ce bloc est situé à 170m de la corniche, proche du profil tomographique 4 et possède des dimensions apparentes importantes de 10*15*20 mètres, soit un volume apparent estimé de 1500 m³ (**fig.54**).

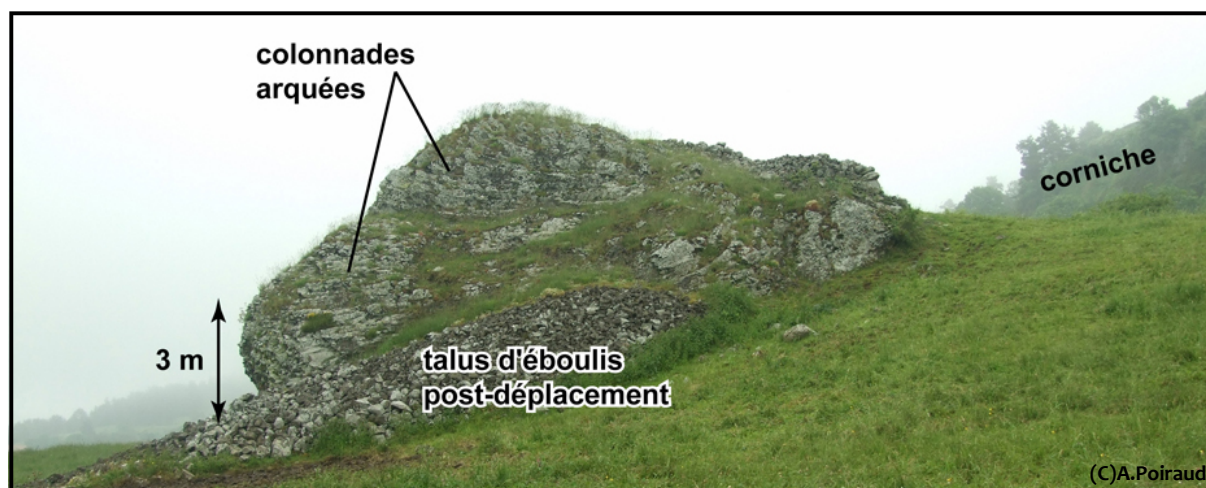


Figure 54 – Bloc glissé n°43

Les figures des colonnades arquées se retrouvent nettement sur la corniche, à proximité de la cascade (**fig.47**) et permettent de replacer le bloc dans sa position initiale. La distance parcourue par ce bloc ne pouvant en aucun cas être due à la simple gravité (volume trop important, énergie de relief < 20m), il faut faire appel à des processus assistant le déplacement de ce bloc postérieurement à sa chute de la corniche, comme les processus de fluage. Le replat amont trahit l'accumulation postérieure de matériaux de type « formation de versant à bloc » et permet de situer chronologiquement l'événement antérieurement ou contemporain au nappage « colluvial » du versant. En tout cas, ce bloc atteste de la capacité des processus de fluage de transporter des masses importantes sur des distances conséquentes et sur des pentes relativement faibles (8/10° dans ce cas là) et justifie de faire appel à ces processus.

En conclusion, **les glissements constitutifs du complexe du Monastier sont bien de type complexe et ancien**. Ils mêlent des mouvements rotationnels multiples se succédant dans le temps dans leur partie sommitale et sont un facteur important de recul de la bordure du plateau. Les processus de fluage en partie médiane et distale reprennent le matériel basaltique issu des glissements rotationnels sommitaux et l'incorporent avec le matériel sédimentaire en place (**fig.55**). Ces glissements ne fonctionnent plus actuellement et peuvent être considérés comme dormants, voire stabilisés malgré quelques réactivations très superficielles qui ne concernent que l'épiderme de ces objets.

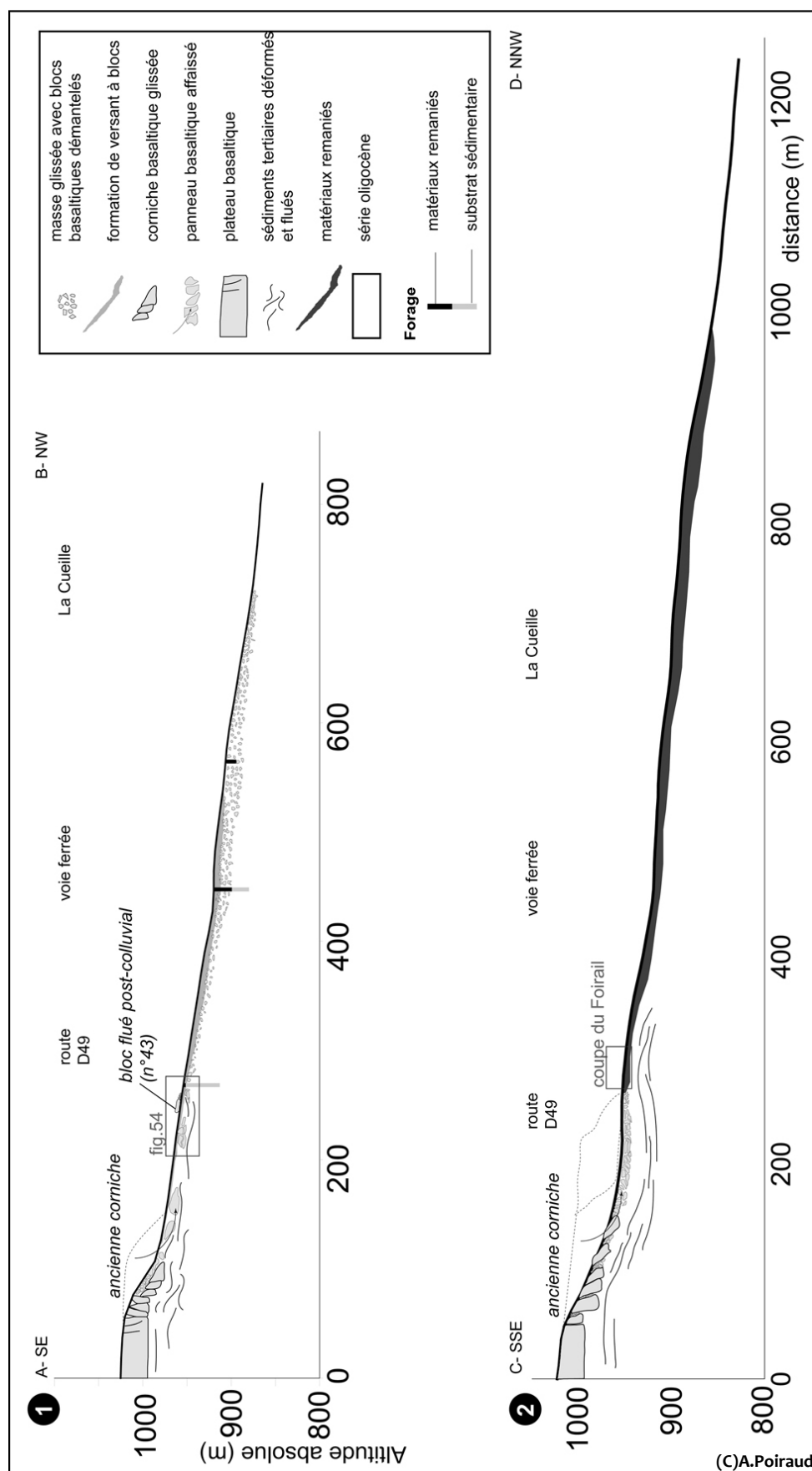


Figure 55 – Coupes géologiques synthétiques des glissements (a) et (b) du complexe du Monastier. 1) glissement (a) ; 2) glissement (b)

2.3.2.2. Le glissement de St Vidal

Ce glissement, largement décalé par rapport au barycentre des autres glissements étudiés, se situe dans la partie interne du bassin du Puy. C'est un glissement peu documenté hormis quelques sondages effectués en bordure par le CETE et le BRGM et un article de Cabrol (2006). L'étude présentée s'appuie sur les visites de terrain et ces quelques archives. À noter que l'important taux de boisement du glissement a rendu les observations délicates et que la cartographie présentée est incertaine par endroits.

Situation et contexte – le glissement de St Vidal est situé sur la rive droite de la Borne, au niveau du village de St Vidal et en amont du dyke des Estreys. La Borne y incise le vaste plateau basaltique du Devès, formant une vallée épigénique d'une centaine de mètres de profondeur. Elle s'encaisse dans les terrains oligocènes (illites tertiaires) au sein desquels s'emboîte une formation quaternaire argilo-sableuse (qualifiée de villafranchienne). Cette accumulation détritique est vraisemblablement liée au barrage volcanique formé par les coulées qui se regroupent au niveau des Estreys et fut recouverte ensuite par les coulées basaltiques post-villafranchiennes formant la bordure du plateau. Au niveau du glissement, la Borne décrit un coude net, s'écoulant selon une direction nord/sud en amont puis ouest/est en aval. À cet endroit, la vallée s'élargit nettement et les versants portent la marque d'instabilités anciennes (large dépôt d'éboulis flués périglaciaires dans le bois de la Feuille, multiples glissements en rive gauche, etc.).

Morphologie – le glissement de St Vidal forme un vaste amphithéâtre en rive droite de la Borne et couvre une surface de 0.73km², pour une longueur de 840m, une largeur de 1270m et une dénivelée de 107m, soit un rapport H/L de 0.13. L'escarpement principal entaille le rebord du plateau basaltique sur plus de 20m de hauteur, formant une corniche recouverte à sa base d'un tablier d'éboulis basaltiques (**fig.56**). Le corps du glissement est composé de multiples talus transversaux hectométriques formant des contrepentes accusées (**fig.56.ph1**). On y décèle sans problème d'anciens pans de corniche basaltique glissés en masse, assez peu déstructurés et avec un basalte peu altéré (pas de cortex, couleur quasi originale du basalte). Certains de ces pans basaltiques sont « ouverts » et forment alors des escarpements inverses (*antiscarps*) dans lesquels s'accumule la blocaille basaltique issue de la désagrégation de ces panneaux. Au milieu du glissement, un escarpement s'est démantelé produisant un « convoi » de blocs glissés (**fig.56.ph3**). La base du glissement présente un profil globalement convexe et les modelés qui le caractérisent sont de larges convexités avec des blocs basaltiques subaffleursants. L'érosion du pied du glissement par la Borne a révélé un de ces blocs enfouis dans la masse (**fig.56.ph2**), de plusieurs mètres de longueur et très altéré (cortex de plusieurs mm, s'effrite au toucher, couleur rouille, etc.). Enfin, cette topographie chahutée est propice au développement de dépression humide en amont d'amples convexités.

Géométrie interne – les sondages aux bordures révèlent une formation glissée de 4 et 9m d'épaisseur composée d'une matrice argilo-limoneuse marron foncé et d'éléments basaltiques (cailloux à blocs) reposant sur une formation sablo-argileuse que l'on peut interpréter comme la formation quaternaire. Ces observations sont en cohérence avec les observations faites au pied du glissement (**fig.56.ph2**). Enfin, les quelques affleurements observés en haut de glissement confirment la présence de matériaux quaternaires au pied des panneaux basaltiques glissés.

Cinétique – aucun suivi n'a été réalisé. Le glissement est actuellement considéré comme stabilisé malgré quelques reprises superficielles (glissement rotationnel en bordure nord en 1983).

Datations – ce glissement est postérieur aux épanchements post-villafranchiens et est donc pléistocène. Cabrol (2006) le date du Pléistocène moyen avec des réactivations probables au Würm ancien et durant l'Holocène, mais sans arguments scientifiques solides.

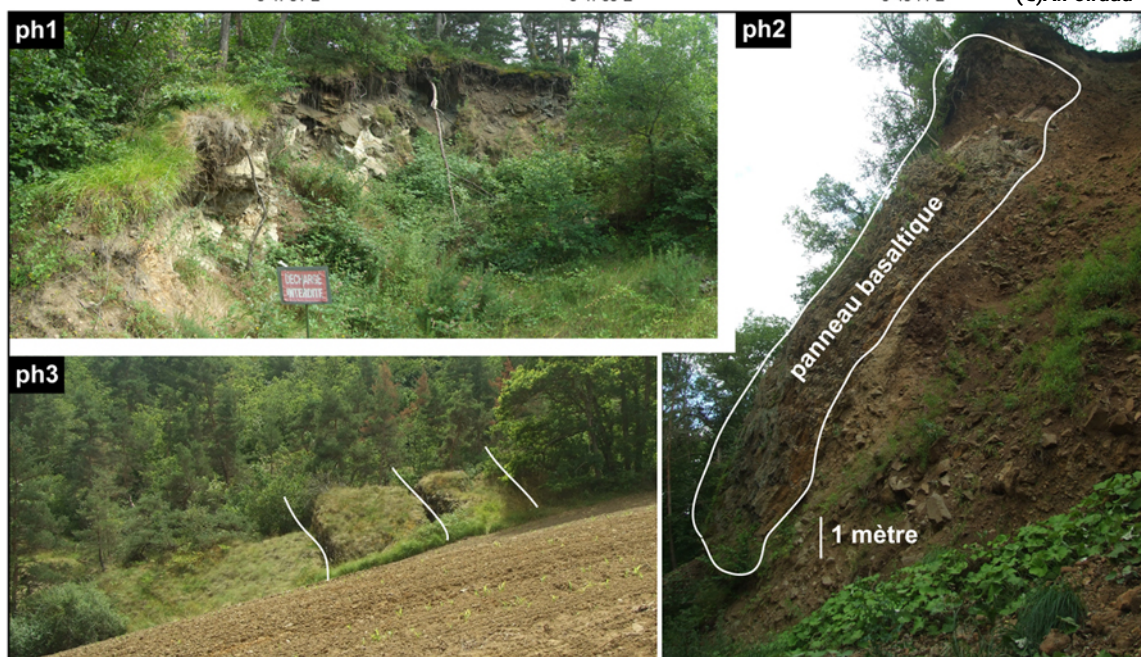
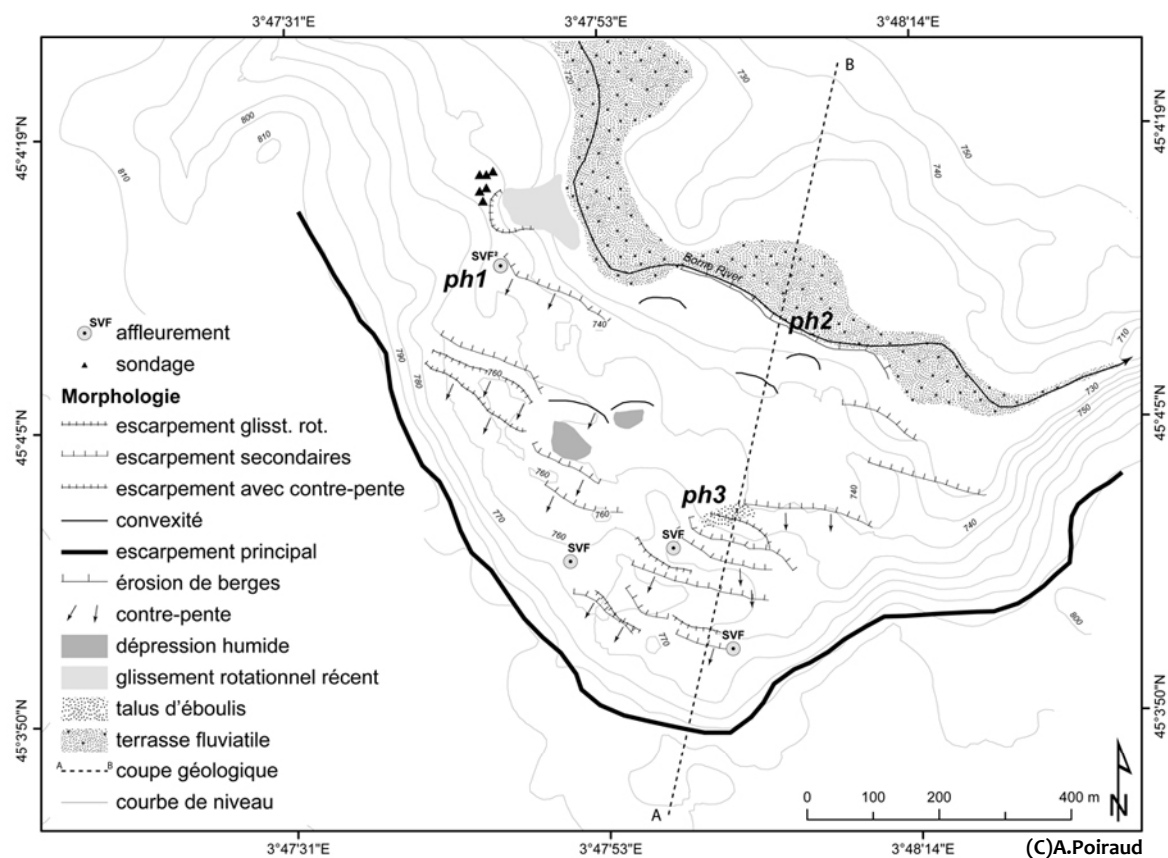


Figure 56 – Morphologie du glissement de St Vidal ; ph1) formations volcaniques glissées et contrepente ; ph2) panneau basaltique glissé et révélé par l'érosion de la berge ; ph3) panneau basaltique fracturé

Interprétation – le glissement de St Vidal est un glissement complexe que l'on peut interpréter de 2 manières.

La première interprétation se raccroche aux processus décrits pour le complexe du Monastier, à savoir un recul de la corniche basaltique du fait de glissements rotationnels successifs dans la partie

haute, lié à la déformation des matériaux quaternaires sous le poids des coulées basaltiques et à une reprise des éléments par des processus de fluage (**fig.57.1**). Il existerait donc plusieurs générations de glissements rotationnels correspondant chacune à une phase de recul de la corniche basaltique (Poiraud & Defive, 2011). Les éléments sont repris de manière discontinue dans le temps, par des processus de fluage, actifs lors des épisodes favorables (humides, dégel, etc.) et peuvent donc être déconnectés temporellement des glissements amont.

Une seconde interprétation se raccroche aux glissements décrits par Busche (2001) en bordure des plateaux du Mangeni et du Djado, au Niger (**fig.57.2**), et dont la morphologie et le dispositif structural sont comparables à ceux de St Vidal. L'auteur interprète les multiples panneaux glissés comme une succession de glissements rotationnels provoquant le recul de la bordure du plateau (**fig.57.3**). Il considère ces glissements comme plio-pléistocènes (eq. Villafranchien), mis en place lors de la dernière phase très humide ayant touché le Sahara après un épisode de réajustement des versants (sub-verticalisation, *oversteepening*) en période aride. Cette sub-verticalisation est tout à fait envisageable à St Vidal par le biais de l'incision vigoureuse de la Borne, d'autant plus que la rivière y connaît un changement net de direction et que le glissement de St Vidal coïncide avec une large concavité de méandre. De plus, le plan de glissement pourrait tout à fait correspondre au contact entre la base de la formation quaternaire emboîtée et les terrains sédimentaires tertiaires illitiques.

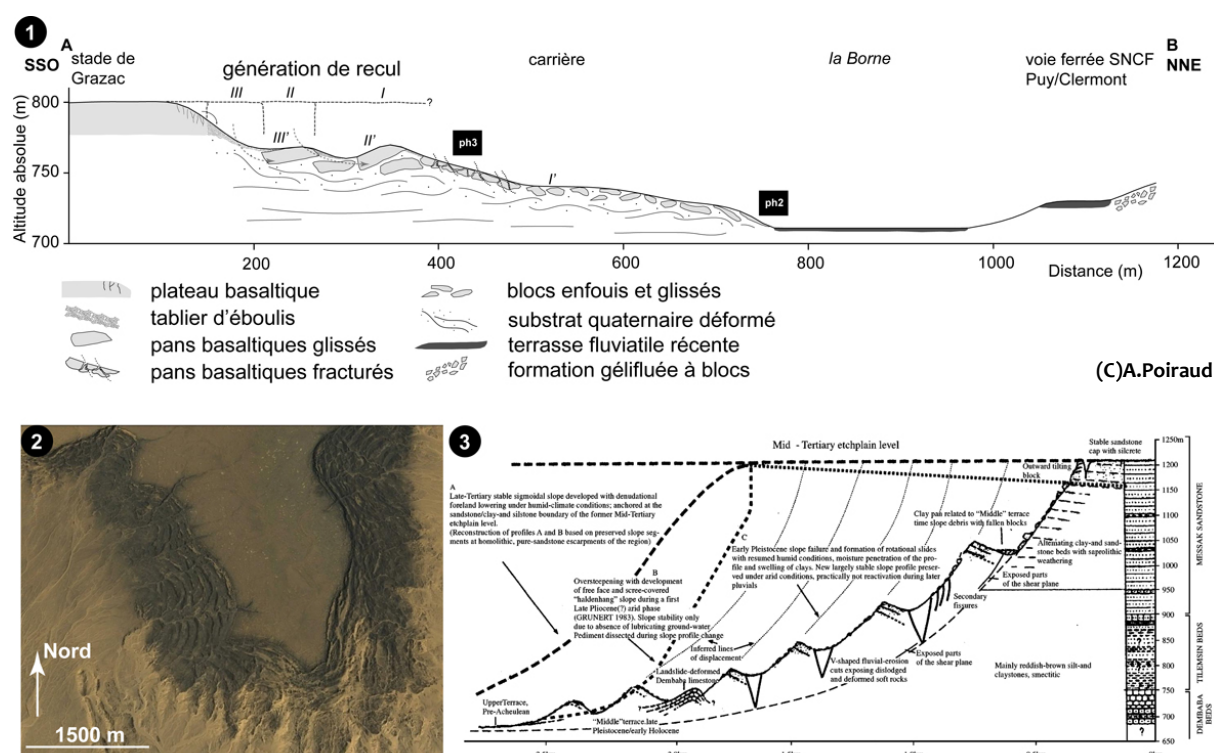


Figure 57 – Coupe géologique et interprétations du glissement de St Vidal. 1) coupe géologique et interprétation de type « glissements rotationnels et fluage ». Les encadrés noirs 'ph1' correspondent aux photos de la fig.56). 2) démantèlement des bordures d'une digitation du plateau du Djado, image Google Earth ; 3) interprétation de ce type de glissement comme glissements rotationnels successifs (Busche, 2001)

Dans les 2 cas, le glissement de St Vidal est un glissement ancien (pléistocène moyen à récent) stabilisé à dormant, et de type complexe ou multiple avec une composante principale rotationnelle.

2.3.3. Les complexes de neck

Le glissement de Montchamp (glissement 2, **fig.40**) est le seul représentant connu à ce jour de ce type. Il a été découvert lors de l'été 2009 pendant les prospections pour l'inventaire de glissements de terrain et la cartographie des formations tertiaires dans le cadre de la carte géologique du Monastier. L'étude géomorphologique a été complétée par une campagne de sondages du 4 au 8 octobre 2010 menée par le BRGM. Une campagne de tomographie sismique était prévue avec le BRGM pour fin 2011 ce qui malheureusement ne rentrait plus dans le cadre temporel de la thèse. Enfin, une campagne de relevés DGPS couplés à des relevés avec une station totale avait été envisagée afin d'obtenir la topographie fine du glissement, mais il fut impossible de trouver le temps nécessaire pour mener à bien ce travail qui nécessitait une équipe de trois personnes.

Situation et contexte – le glissement de Montchamp se situe sur le flanc nord du neck basaltique constituant le « suc de Montchamp ». Ce suc culmine à 1084m et transperce toute la série sédimentaire oligocène des « Sables de la Laussonne ». Il est alimenté par un dyke occidental que l'on devine par la légère échine dessinée à l'ouest du suc, par une coupe révélée dans le hameau du Bec de Jat lors de travaux de terrassement (2009) et par un affleurement basaltique à proximité du centre de vacances des Coustilles. L'existence d'un dyke oriental est plus incertaine malgré la présence d'une échine surbaissée et d'une forte densité de matériel basaltique en surface. La série oligocène, sur le flanc nord, présente une alternance de niveaux très sableux et humides, de couleur glauque, bleu ou beige clair et de niveaux très argileux nacrés à beige rosé. L'argile y est très sensible à l'eau et devient facilement plastique. Le socle granitique est relativement profond puisqu'il affleure plus de 200m plus bas en altitude, à 850m. La faille délimitant le demi-graben de Laussonne se prolonge plus à l'ouest du suc et la densité d'appareils volcaniques intrusifs dans le secteur trahit un réseau de failles important. La pente moyenne du versant dans la série oligocène est de 8.5° et le versant est nappé de formations gélifluées à blocs ou de matériaux de glissements (complexe de versant).

Morphologie – le glissement de Montchamp (**fig.58**) prend naissance au niveau de la corniche formée par le démantèlement du suc, à environ 1050m, s'étire sur 750m, le pied du glissement arrivant quasiment à 930m d'altitude, soit 120m plus bas. Il couvre une surface de près de 0.2km² pour un H/L de 0.16. Sa partie haute consiste en un affaissement d'une partie du suc formant une contrepente recouverte d'éboulis de gravité. La corniche sommitale atteint 30m de haut par endroits. Quelques talus se succèdent, empâtés par des formations d'éboulis mixtes plus ou moins stables. La partie basse de cette partie très rocailleuse est marquée par un important talus concave d'une quinzaine de mètres de haut dont le fond est occupé par de multiples zones humides coalescentes. Ces zones humides trouvent certainement leur origine dans la contrepente formée par l'épais amoncellement de blocaille basaltique (plus de 5m d'épaisseur), transversalement arqué, longitudinalement bombé et formant barrage aux écoulements de surface. La partie distale du glissement est formée de replats étagés (au moins 2 principaux) séparés par des talus. Le pied du glissement est nettement délimité par des convexités accusées et une topographie bosselée. Des blocs basaltiques y subaffleurent, visibles par les bombements topographiques sur lesquels croît une végétation xérophile tandis que la concavité amont concentre les eaux de surface, favorables au développement d'une végétation hygrophile.

L'ensemble des terrains est riche en cailloux et blocaille basaltique, en surface ou subaffleurants. Les formations superficielles sont épidermiques dans la partie haute (corniche et talus entourant les zones humides) tandis qu'elles sont plus épaisses dans la partie en aval de l'amas de blocaille basaltique, formé de blocs décimétriques à plurimétriques.

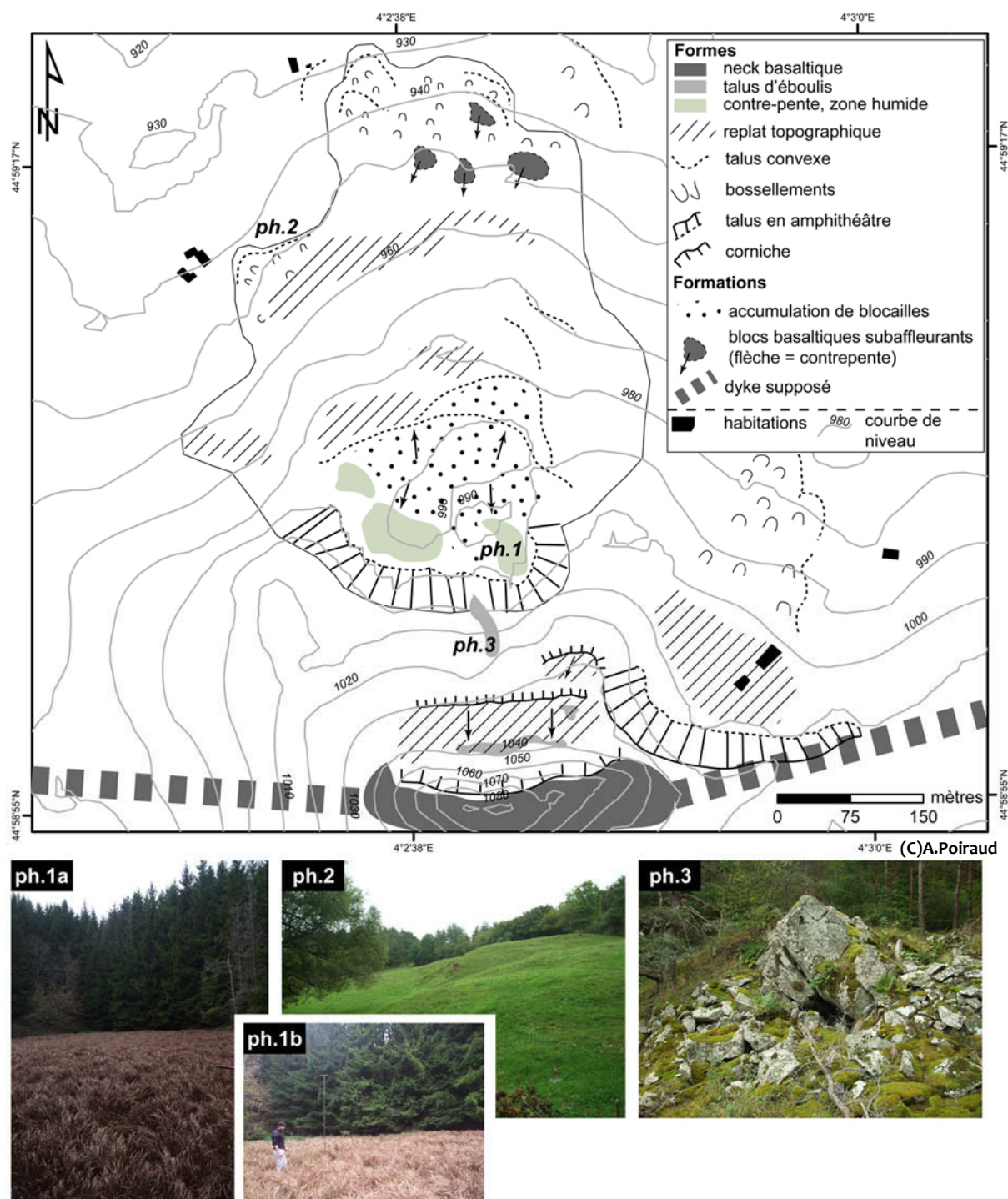


Figure 58 – Morphologie du glissement de Montchamp. Ph1) zone humide carottée pour les datations ^{14}C ; ph2) limite basse, convexité marquée ; ph3) éboulis basaltiques remaniés

Géométrie interne – 11 forages à la tarière à vis ont été exécutés dans la partie basse du glissement (fig.43 & fig.59.1). Les forages 1 à 5 ont été réalisés en amont d'un muret délimitant une terrasse agricole. L'accumulation colluviale post-glissement est importante (plus de 3m) et sa richesse en blocaille basaltique rend impossible les forages. La matrice de cette formation est constituée essentiellement de limons marron foncé dans lesquels s'individualisent quelques grains de quartz tandis que le matériel clastique est composé exclusivement de blocaille basaltique avec des éléments plus ou moins subanguleux. Le forage 6 est situé à proximité de la bordure ouest du glissement, sur un replat. La formation « colluviale » est fine (moins de 1m) et recouvre une épaisse formation

argileuse et argilo-sableuse très hétérogène. Certains niveaux sont bien structurés, sans mélange de matière organique, évoquant des « paquets glissés », tandis que d'autres niveaux, majoritaires, sont clairement mélangés. Ces derniers niveaux incorporent des éléments basaltiques (billes à petits cailloux basaltiques) à du matériel sédimentaire tertiaire. Ce niveau se développe jusqu'à 720cm de profondeur et repose sur un niveau d'argile très compacte et très lisse, équivalent au niveau trouvé sur le glissement du Monastier. Il est interprété comme étant le plan de glissement. Ceci est corroboré par la présence sous ce niveau argileux de la formation sédimentaire tertiaire en place (absence d'éléments basaltiques, sables lavés, etc.). Les forages 7 et 8 montrent un développement important de la formation remaniée, jusqu'à 9m au moins, la base de cette formation n'ayant pas été atteinte à cause de la présence d'un niveau riche en blocaille basaltique (bloc enfoui ?). La formation remaniée est semblable à celle du forage 6. Le forage 9 est situé au pied du glissement, en aval de la zone à blocs basaltiques remaniés. Passé un bon mètre de formation « colluviale », le forage traverse 3m d'argile marron et bleuâtre avec de rares niveaux orangés, riche en billes basaltiques et éléments granitiques. Ce niveau est très riche en blocaille basaltique dont certains éléments sont de dimension décimétrique. Ce niveau s'apparente à la formation remaniée (de glissement) mais présente des similitudes avec les formations gélifluées à blocs périglaciaires. En dessous de ce niveau et jusqu'à 550cm de profondeur, ce niveau se prolonge en prenant un faciès plus proche de la formation remaniée rencontrée lors des précédents sondages. Le forage 10, situé en bordure est du glissement, ne montre pas de formation remaniée, la formation « colluviale » reposant directement sur le substrat tertiaire en place. Enfin, la formation 11 présente sous 60cm de formation « colluviale », environs 4m d'une formation proche de la formation remaniée, avec des éléments basaltiques emballés dans une matrice argileuse à argilo-limoneuse bleuâtre à grisâtre marquée par quelques niveaux orangés d'oxydation. Des venues d'eau apparaissent au sein de la formation remaniée à la faveur de variations texturales ou à la base de celle-ci.

Les levés de terrain permettent, à partir des éléments de surface, d'identifier les formations superficielles de la partie supérieure du glissement et d'estimer leur épaisseur (**fig.59.2**). Deux importantes accumulations détritiques sont localisées, pour la première, en dessous de l'escarpement sommital, marquant le premier replat et, pour la seconde, en aval du replat intermédiaire occupé par les zones humides à l'origine d'accumulations organiques de 2m d'épaisseur maximum. Les deux accumulations détritiques sont de natures exclusivement basaltiques, ce matériel provenant du démantèlement du neck de Montchamp. Nous n'avons malheureusement aucune coupe nous permettant d'estimer l'épaisseur de ces accumulations détritiques.

Enfin, la pente de l'escarpement dominant le replat intermédiaire est forte et les formations de pente relevées sont *a priori* peu épaisses, le substrat tertiaire étant atteint par endroits en grattant à quelques dizaines de centimètres de profondeur. Cet escarpement semble « décapé » de toute formation superficielle.

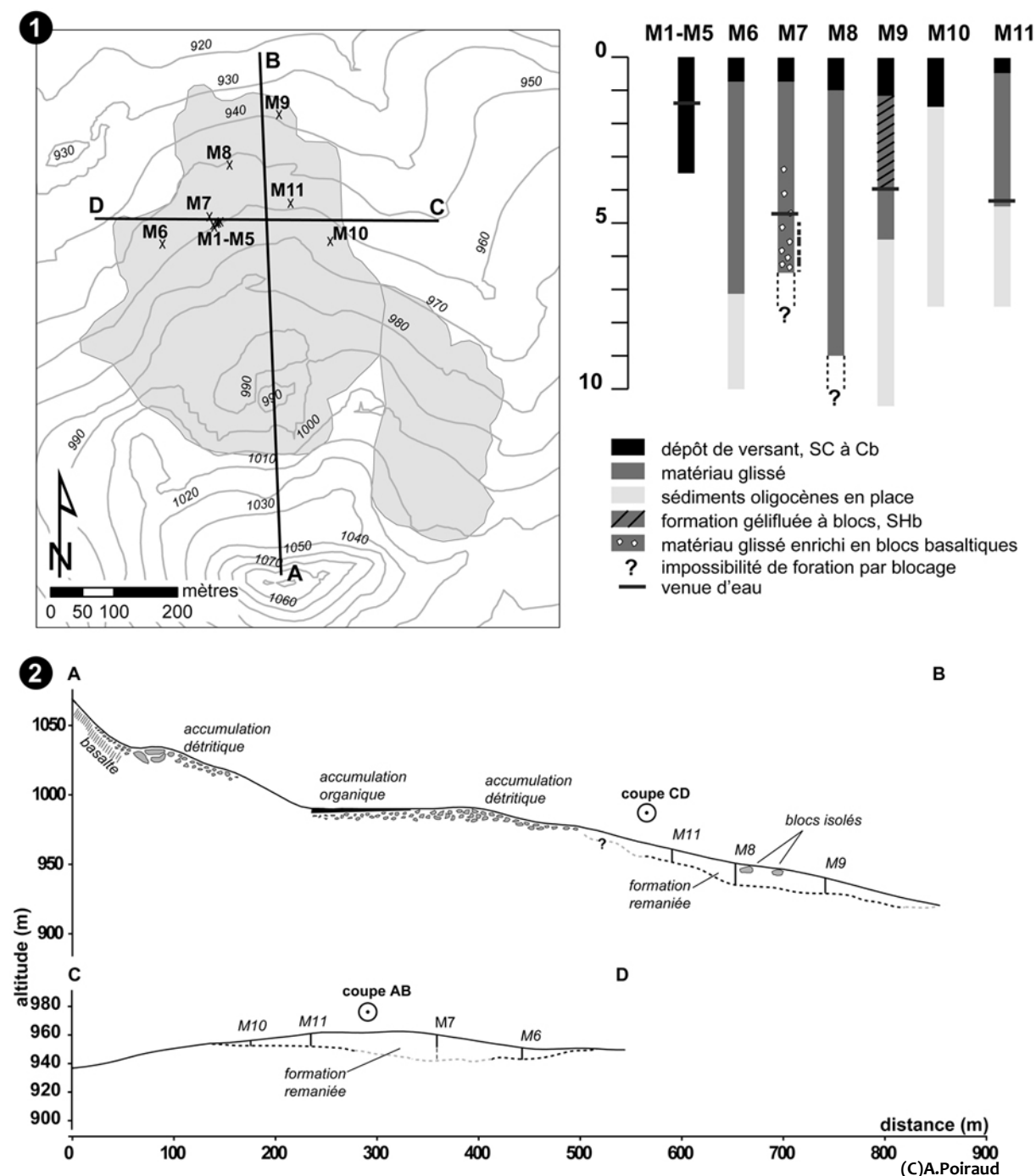


Figure 59 – Sondages géologiques du glissement de Montchamp. 1) localisation et logs simplifiés des sondages réalisés, profondeur en mètre ; 2) interpolation locale de l'épaisseur de la masse glissée

Cinétique – aucun réseau de suivi cinétique n'ayant été installé sur le site, nous n'avons pas de résultats à présenter. Cependant, signalons tout de même qu'aucun indice d'instabilité n'a été relevé sur la végétation arborescente et aucune déformation n'apparaît sur les 2 chemins traversant le glissement. Celui-ci semble, à première vue, stabilisé ou dormant.

Datations – le carottage de la dépression de Montchamp a permis d'atteindre la base du remplissage organique à 196 cm. L'échantillon Poz-35788 prélevé à la base, composé d'argile organique et riche en débris basaltique, a été daté à 4469 ± 43 cal.BP (Fairbank 0107) (âge minimal du glissement).

Interprétation – le glissement de Montchamp est un glissement complexe dont l'interprétation cinématique ne peut faire l'objet, en l'état actuel des connaissances, que d'hypothèses. La tentative de reconstitution des topographies successives sert de support au développement des 3 hypothèses (fig.60).

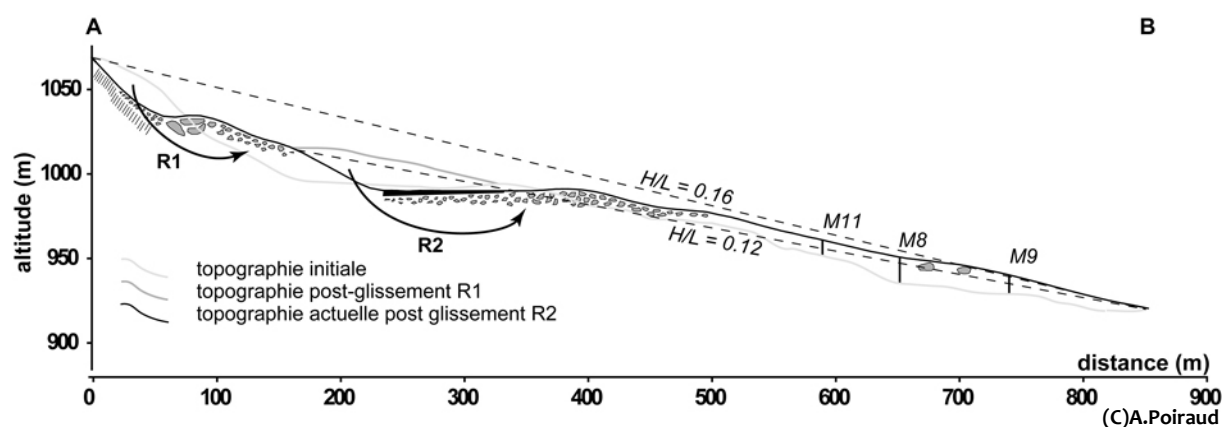


Figure 60 – Essai de reconstitution des topographies successives anté-, syn- et post-glissement

La première hypothèse est celle d'un glissement composite et complexe. Dans un premier temps, l'effondrement d'une partie du neck (R1) aurait créé le replat sommital (visible actuellement, topographie actuelle et intermédiaire) et alimenté l'accumulation détritique correspondante. Le plan de glissement a vraisemblablement exploité une ligne de faiblesse lithologique ou structurale existante au sein de la masse volcanique. Cette masse accumulée aurait été reprise en partie par un second glissement (R2) de type glissement-coulée avant ou lors du Subboréal créant l'escarpement secondaire et le replat intermédiaire avec l'accumulation de la formation remaniée en aval. Ce glissement incorpore des éléments du substrat tertiaire, le plan de glissement se situant alors au sein de la formation oligocène. Il est impossible de savoir si les 2 événements (R1 et R2) sont synchrones ou non. Il peut alors s'agir d'un événement unique ou de deux événements indépendants. Le H/L bas (0.12) et la présence de blocs de grande taille au niveau de la base de la langue permettent en tout cas d'envisager l'existence d'un glissement d'autant que la nature du matériel sédimentaire peut se prêter ici à ce type de phénomène.

La seconde hypothèse est voisine de la première hormis que le second glissement est considéré comme simple. La formation remaniée serait alors postérieure et le fruit de processus de solifluxion ou de fluage. Cette hypothèse est plus délicate à défendre. Premièrement, les processus de solifluxion/gélifluxion ont été moins actifs dans la dernière partie de l'Holocène que dans la première partie (Valadas, 1984). Deuxièmement, le transport des blocs isolés en aval aurait supposé un déplacement minimum de 300m, soit une vitesse moyenne de plus de 7cm/an pour une remobilisation des matériaux à partir du Subboréal ($2.5 \cdot 10^{-6} \text{ mm.s}^{-1}$), vitesse bien plus élevée que celles relevées par le suivi cinétique du complexe de Laussonne. Cependant, ces vitesses restent compatibles avec les observations générales faites concernant ce type de processus (voir fig.5).

Enfin, la dernière hypothèse se raccroche aux travaux de Vidal *et al.* (1996), considérant ce glissement comme un effondrement de flanc d'édifice volcanique ayant généré une avalanche de débris. Il s'agirait alors d'un événement unique et rapide ayant détruit pour partie l'appareil volcanique et causé le dépôt quasi-simultanément. Le rapport H/L de 0.16 correspond bien aux événements de ce type (Ui, 1983) et la présence de blocs isolés décimétriques en partie distale peut être un indicateur du caractère violent du processus (*hummocks* ?). La formation remaniée présente également un faciès de diamicton à support matriciel, faciès décrit pour ce genre de processus (Bertran *et al.*, 2004). Cependant, ce type de faciès n'est pas des plus typiques. Enfin, le volume de matériaux remanié est supérieur à 10^5 m^3 , ce qui correspond également aux références classiques

(Hsü, 1975). L'énergie de relief (une cinquantaine de mètres) et le dispositif morphostructural (intrusion dans l'encaissant) ne sont par contre pas les conditions plus favorables à la réalisation d'un tel événement (à moins d'un blocage existant permettant l'accumulation suffisante de l'énergie d'un phénomène de *deep-seated creep* et de la relaxation soudaine par rupture de ce blocage).

En relation avec les observations réalisées sur les « complexes de corniche » et au vu du contexte peu favorable aux avalanches de débris, nous penchons plutôt pour la première hypothèse. La possibilité d'un glissement R2 antérieur à R1 n'est pas évoquée du fait que cette hypothèse imposerait un recouvrement du dépôt organique par la blocaille basaltique provenant de R1, ce qui n'est pas le cas.

2.3.4. Les formes de fluage (et de solifluxion)

Le glissement de Prada (glissement 4, **fig.40**) est un exemple pédagogique des formes de déformations lentes et profondes (fluage) affectant soit la série sédimentaire en place, soit les formations superficielles résultantes d'anciens glissements.

Les informations relatives à ce glissement proviennent d'une analyse géomorphologique de terrain et d'une étude géotechnique d'avant-projet pour la construction d'une halle agricole. Cette étude a été réalisée par FONDASOL et commanditée par la mairie du Monastier. Une seconde étude technique a été réalisée par le CETE de Clermont-Ferrand pour la construction d'un parking (dossier 43/97/10351).

Situation et contexte – Le glissement affecte un versant situé en rive droite de la Gazeille dans un secteur de subsidence tectonique qui a favorisé la présence d'une grande puissance de sédiments argilo-sableux oligocènes (« Sables de la Laussonne », puissance > 200m). L'ensemble du versant présente un profil concave et est globalement affecté de nombreuses instabilités héritées et actives. Sa pente moyenne de 6/7° est relativement faible pour un versant long de 1900m et se développant sur 220m de dénivelée (1025 à 805m). C'est sur un secteur de moindre pente, en position haute, qu'est assis le village du Monastier, traversé de nombreuses « langues » formées par des glissements anciens et réactivés superficiellement à la faveur de conditions météorologiques favorables ou de travaux de terrassement.

Morphologie – le glissement de Prada est situé sur le rebord ouest du plateau basaltique du Monastier et se développe sur 1020m de longueur et 440m de plus grande largeur pour une superficie couverte de 0.32km². Il commence à 1025m d'altitude au niveau de la corniche basaltique et se termine 160m plus bas, à 865m d'altitude. Son rapport H/L est de 0.16. Il est morphologiquement du même type que les glissements composant le versant nord du plateau (voir §2.3.1.) avec un amphithéâtre entaillant le rebord du plateau basaltique en partie sommital, une zone de moindre pente en contrebas (pas de replat ici) puis un secteur médian et distal à la topographie très bosselée et ponctuée de quelques blocs basaltiques flués. Le glissement est considéré comme dormant hormis 2 parties connues pour leur activité continue ou intermittente (**fig.61.1**).

Le premier secteur, celui étudié dans cette partie (**fig.61.2**) et en grisé sur la **figure 62.1**, présente une topographie très bosselée et les infrastructures (routes et maisons) témoignent de profondes déformations (**fig. 62**). La partie amont au-dessus de la « route haute » ne présente pas de signes particuliers d'instabilité. Il s'agit d'une zone à topographie plane et pente régulière. Cette partie constitue le rebord externe de la large et ample concavité transversale marquant le fond de l'amphithéâtre du glissement d'ensemble. La partie médiane entre les 2 routes est difficile d'accès du fait des propriétés privées et la topographie d'origine a été modifiée par des terrassements importants. Quoi qu'il en soit, les habitations du bas de cette partie, en bordure de la route basse,

portent toutes les stigmates de déformations profondes attestant de l'activité de ce secteur (**fig.62**). Les façades des maisons sont lézardées et les murets déformés. Une maison, située sur la limite sud du glissement le long de la route basse, a dû être évacuée, car elle s'ouvre littéralement. Un hangar, situé quasiment en face de cette maison a également été détruit sur arrêté municipal pour des raisons de sécurité. Les 2 routes encadrantes sont également affaissées d'environ 5/6cm pour la route du haut et d'une bonne dizaine de centimètres pour celle du bas. La partie inférieure, sous la route basse, est une prairie dont la topographie très perturbée et bosselée a certainement annihilé tous projets de construction. La végétation à tendance hydrophile, voire hydromorphe, dans certaines zones témoigne de terrains mal drainés, imbibés et tassés (joncacées). Aucune fissure n'est visible dans le terrain, mais des loupes convexes atteignant parfois 3/4m de hauteur révèlent les désordres auxquels est soumis le terrain. La pente générale de ce secteur est de 8°.

Le second secteur, situé dans la partie basse gauche du glissement (**fig.61.1**) est également fortement bosselé et traversé par un talus longitudinal portant des marques d'arrachement. Ce glissement est inscrit sur le flanc droit d'un large vallon concentrant les eaux de surface. Les arbres y présentent des déformations basales (port en crosse) et, par temps de pluie, des écoulements plus ou moins laminaires de surface ont pu être observés. Une végétation hydrophile trouve là les conditions propices à son développement. La pente générale de ce secteur est de 7/8°.

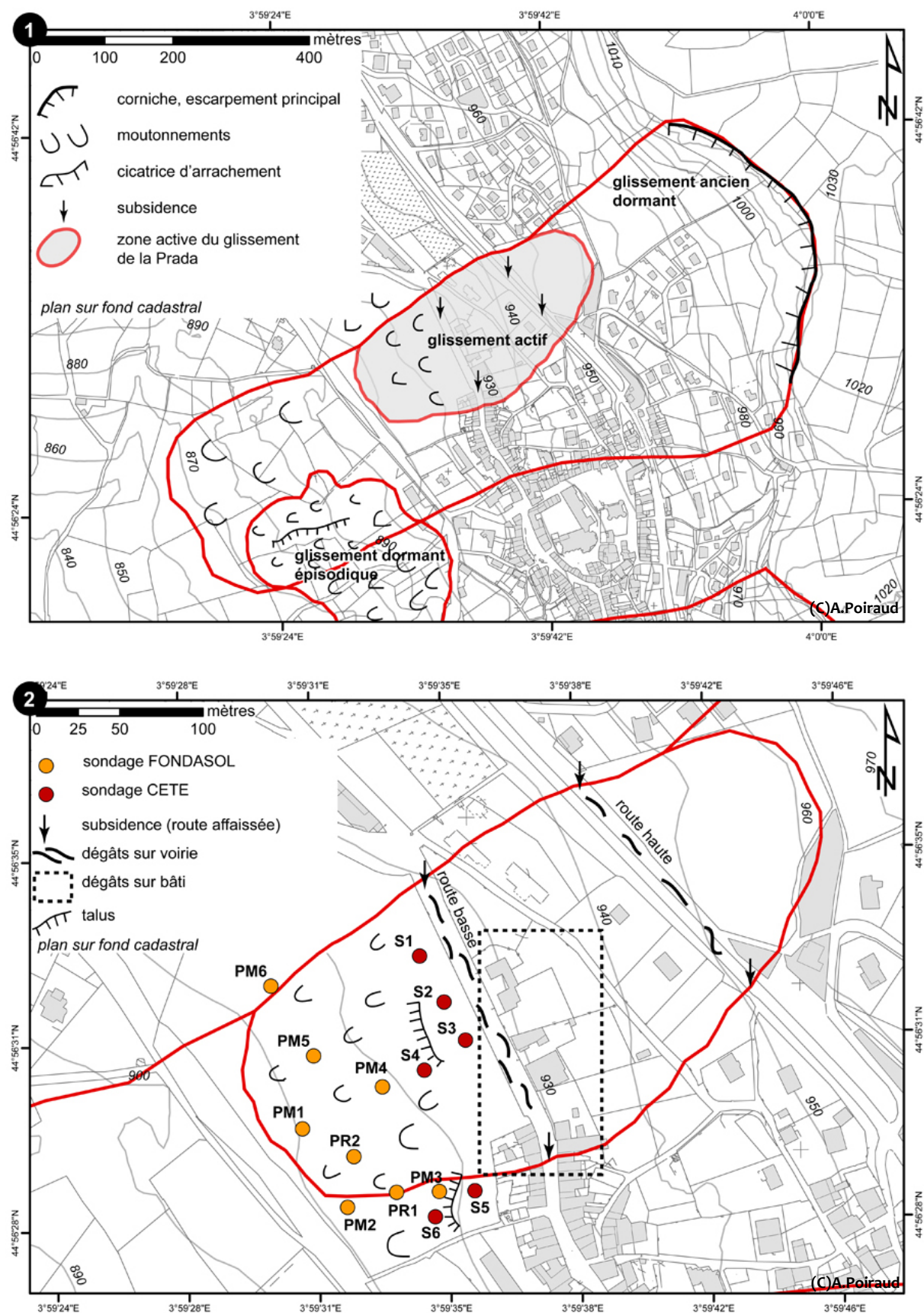


Figure 61 – Situation, morphologie et investigations du glissement de Prada. 1) carte morphologique du glissement de Prada ; 2) investigations et morphologie de la zone active du glissement de Prada. Les codes PMx et Sx signalent les sondages réalisés à la pelle mécanique et le code PRx, les forages.

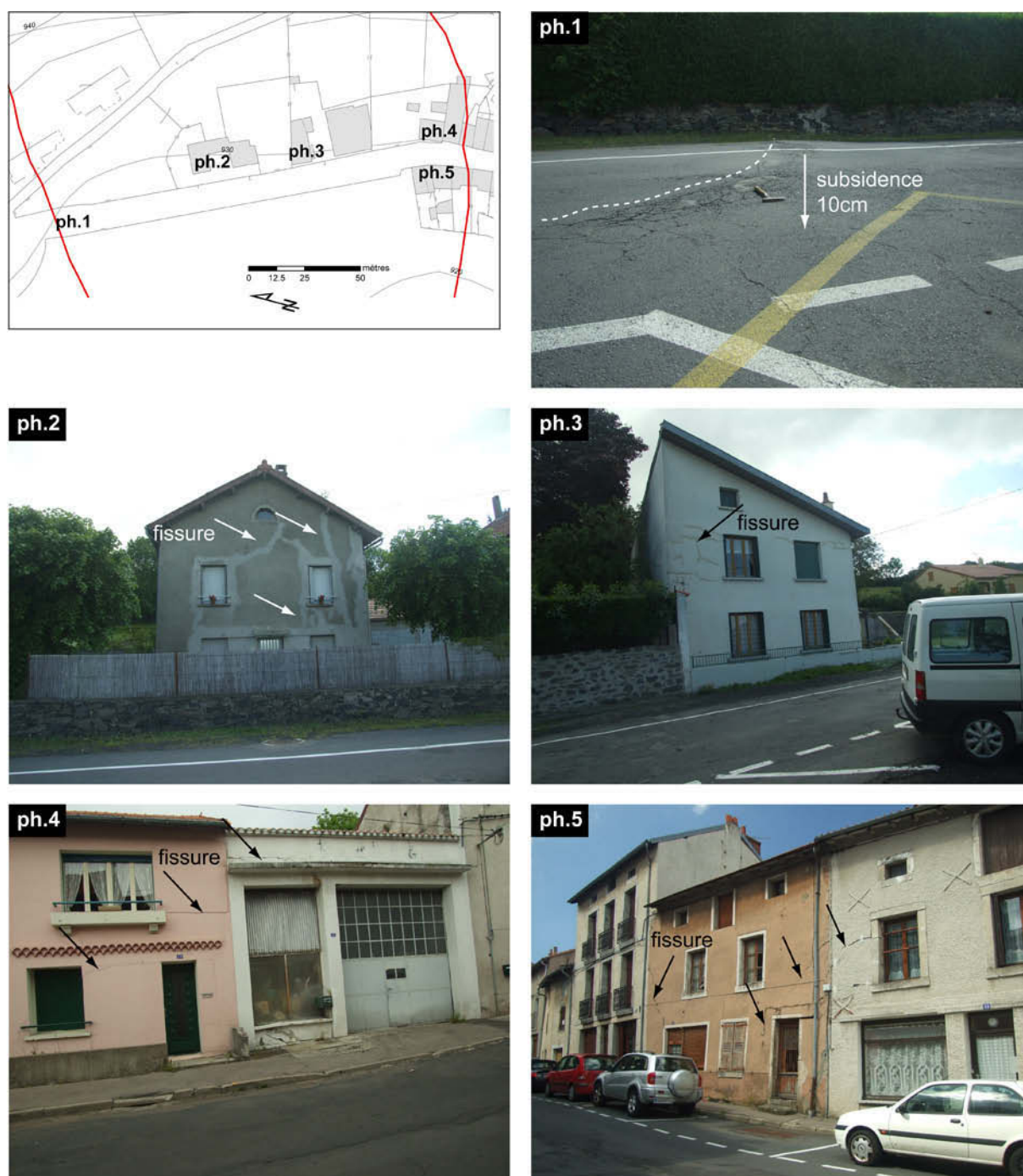


Figure 62 – Dégâts aux infrastructures et bâtis le long de la route basse dans le secteur actif. Le plan de masse est en haut, à gauche. ph1) dénivellation sur la route ; ph2) lézardes sur la façade et muret déformé ; ph3) lézardes sur la façade et hangar détruit sur arrêté municipal ; ph4) garage et maison d'habitation avec fentes ; ph5) la maison orange est affaissée et fendue, les huisseries sont faussées. Cette maison a fait l'objet d'une évacuation par arrêté municipal. La maison située à droite sur la photo est également sous surveillance.

Géométrie interne – au total, 12 sondages de reconnaissance à la pelle mécanique (PMx et Sx) et 2 forages (PR1 et PR2) ont été réalisés sur la partie basse du glissement actif (**fig.61.2**). Au vu du maillage, il a été envisagé de créer un modèle 3D des terrains sous-jacents par couche, mais hormis les 2 forages, aucun sondage n'a atteint le substrat en place avec certitude (**tab.7**). Malgré tout, et avec toutes les précautions d'usage dans l'interprétation, il a été possible de construire un modèle de l'épaisseur des différentes couches permettant de se faire une idée de la géométrie du corps sédimentaire (**fig.63**).

Tableau 7 – Récapitulatif des sondages effectués. Les profondeurs sont mesurées par rapport à la surface topographique

sondage	Pfdeur formation colluviale (m)	Pfdeur formation remaniée (m)	Niveau d'eau (m)
S1	1.2	5*	4.7
S2	1.5	5.8 ?	
S3	1.5	5.8*	
S4	0.6	5.6 ?	
S5	2.5	5.6*	
S6	1	5.7*	
PM1	0.5	2.5*	1.1
PM2	0.5	2.5*	
PM3	1.1	2.5*	
PM4	1.3*	?	
PM5	1	2*	
PM6	1	2*	
PR1	2.5	10.5	4.7
PR2	0.7	10.8	4.5

* : arrêt volontaire des sondages, valeur minimale d'épaisseur

? : l'observateur n'est pas sûr d'avoir atteint le substrat

Deux couches constituent le corps du glissement :

- 1- sous la surface, la « formation colluviale » est décrite comme étant un niveau limoneux marron à ocre, vasard et plastique ou argileux noir. La charge grossière y est importante et constituée d'éléments basaltiques 0/300 mm. Par certains endroits, cette formation est humide. Les venues d'eau sont fréquentes à l'interface de cette formation et de celle sous-jacente (1m environ). Cette couche est variable, de 0.6 à 2.5m d'épaisseur.
- 2- La seconde couche, considérée comme le corps sédimentaire du glissement, incorpore des éléments colluviaux, des blocs basaltiques et une partie du substrat. La texture argilo-limoneuse riche en blocaille basaltique (jusqu'à 4/5m de profondeur) puis argilo-sableuse à débris basaltiques et de couleur marron tend à devenir franchement sablo-argileuse, claire et compacte vers 10/11m de profondeur pour les forages PR1 et PR2. L'ensemble est riche en « débris basaltiques », éléments de taille inférieure à ceux trouvés dans la couche « colluviale ». La répartition de ces débris est hétérogène, par paquets ou par niveaux, alternant avec des lentilles de matériel sédimentaire non déstructuré. Les niveaux riches en argile sont très plastiques. Une venue d'eau majeure apparaît entre 4 et 5m, au contact, dans le corps sédimentaire, entre le niveau argilo-limoneux riche en blocaille et le niveau argilo-sableux à débris basaltiques qui est humide. L'épaisseur de cette seconde couche est difficile à évaluer. Si elle est clairement estimable à 8/10m pour la partie basse du glissement (forages PR1 et PR2), l'absence de données sûres pour la partie haute nous empêche de nous positionner. Seuls les sondages S2 et S4 semblent avoir atteint le substrat (la description faite par l'observateur de l'époque nous l'évoque) mais l'observateur ne caractérise ces niveaux comme toit du substrat que dans une forme interrogative, n'en étant certainement pas sûr lui-même. Étant donné l'existence de lentilles de matériel sédimentaire non déstructuré au sein de la masse glissée, il convient donc de rester prudent. Nous proposons donc une épaisseur de ladite formation glissée de 4/5m minimum dans cette partie du glissement.

Le substrat atteint à une dizaine de mètres dans les forages PR1 et PR2 est de nature argilo-sableuse à sablo-argileuse, riche en quartz, de couleur beige clair à verdâtre, plus ou moins compact selon les niveaux. Ce faciès correspond bien à la série des Sables de la Laussonne.

Le modèle d'épaisseur de la masse glissée (**fig.63**) est obtenu par soustraction du modèle⁴ de profondeur de la formation colluviale au modèle⁵ du toit du substratum oligocène.

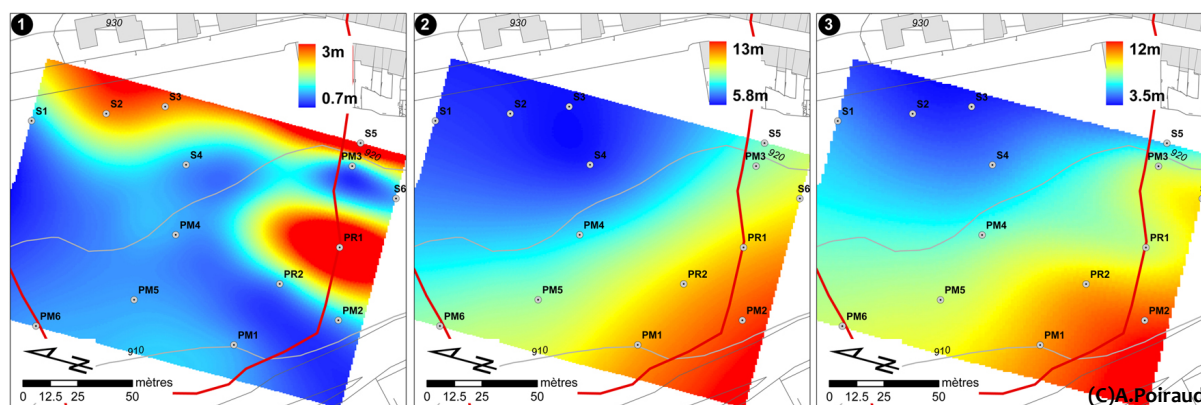


Figure 63 – Modèle de profondeur et d'épaisseur (en mètre) des couches constituant la partie basse du glissement actif. 1) épaisseur de la formation « colluviale » ; 2) profondeur du toit du substratum sédimentaire oligocène ; 3) épaisseur de la masse glissée.

Le modèle de la formation « colluviale » (**fig.63.1**) est un négatif de la topographie recouverte par les nappages colluviaux postérieurs. Cette paléotopographie est bosselée avec des formes en creux (PR1, S2 et S3) et des formes en relief (PM3). Elle correspond parfaitement aux topographies caractérisant la surface de glissement. Le modèle de la profondeur du toit du substratum est à prendre plutôt comme une tendance. Le toit serait plus près de la surface en amont qu'à l'aval où il est recouvert par 10m de formations superficielles. Il décrit une pente du versant plus élevée que l'actuelle (2° de plus), configuration tout à fait probable avant le recouvrement par des matériaux glissés. Enfin, le modèle d'épaisseur de la masse glissée montre évidemment une augmentation de l'épaisseur d'amont en aval avec quelques irrégularités liées à la paléotopographie de la surface de l'ancien glissement. Là encore, ce modèle étant construit sur la base d'une profondeur minimale du substrat, sa partie haute reste sujette à caution.

Cinétique – aucun réseau de suivi n'existe sur ce glissement. Cependant, il est possible de donner une estimation des classes de vitesse de ce mouvement grâce aux dégâts causés sur les habitations. Les maisons d'habitation touchées ont plus de 50 ans pour la plupart et les plus grands décalages horizontaux rencontrés sont de l'ordre d'une dizaine de centimètres (**fig.62.ph5**). Cette estimation nous donne une vitesse approximative de 2 mm/an, soit une classe de vitesse extrêmement lente selon Cruden & Varnes (1996). Si on ajoute les décalages verticaux maximums de 10cm également, ceci nous donne un vecteur de déplacement 3D de $10\sqrt{2}$, soit 14cm en une cinquantaine d'années. Au final, nous pouvons estimer le déplacement moyen à 3mm/an, soit un glissement extrêmement lent. Bien entendu, ne connaissant pas les rythmes d'activité, il est tout à fait envisageable que ce glissement soit actif par périodes, auquel cas sa vitesse maximale instantanée se retrouve supérieure à la valeur estimée. Si tel était le cas, les 14cm restent néanmoins largement inférieurs au 1.6m/an nécessaire pour passer à la classe des glissements lents. Les enquêtes de voisinage confirment la faible activité du glissement, chaque personne concernée témoignant de l'apparition lente des fissures et des déformations affectant leurs maisons ou de déformations progressives des terrains d'une année sur l'autre. En conclusion, nous pouvons affirmer que ce glissement est extrêmement lent à très lent selon Cruden & Varnes (1996), du moins pour la couche profonde qui entraîne les dégâts.

⁴ Modèle obtenu avec *spline with tension* appliqué aux profondeurs de la « couche colluviale » des 14 sondages. Ce modèle est très bien contraint

⁵ Modèle obtenu avec *spline with tension* appliqué aux 4 sondages PR1, PR2, S2 et S4. Ce modèle est moins bien contraint et est plus incertain

Datation – aucune datation officielle n'existe pour le glissement actif. Les enquêtes de voisinage nous signalent cependant que le pré était mécanisé il y a une quarantaine d'années, en tout cas, que la topographie était moins bouleversée qu'elle ne l'est actuellement. Ces témoignages placeraient donc une éventuelle réactivation dans les années 70, certains enquêtés émettant l'hypothèse de l'impact de la sécheresse de 1976. Nous restons cependant dans le domaine de l'incertain.

La datation du glissement dans son ensemble pourrait être rapprochée de celle du glissement du Monastier compte tenu des ressemblances morphologiques et de la similarité de contexte.

Interprétation – le glissement de Prada, de par sa morphologie et les formations qui le composent, ressemble beaucoup aux glissements affectant le versant nord du plateau du Monastier (§2.3.1). Sa mise en place, par analogie, se rapporterait aux processus décrits précédemment. Par contre, contrairement à ces derniers, il est partiellement réactivé sur son flanc droit. Les matériaux en jeu sont sensibles, les valeurs au bleu de méthylène exécutées par FONDASOL les classant comme « extrêmement sensibles aux variations de teneur en eau » (VBs = 6.3). On l'a vu, ces formations superficielles sont traversées de petits niveaux aquifères provoquant des engorgements de surface, mais également une possible saturation des matériaux à 4/5m de profondeur, interface au sein de la masse glissée entre 2 formations de textures différentes. Nous proposons un modèle dynamique à 3 couches pour expliquer le fonctionnement de ce glissement (**fig.64**).

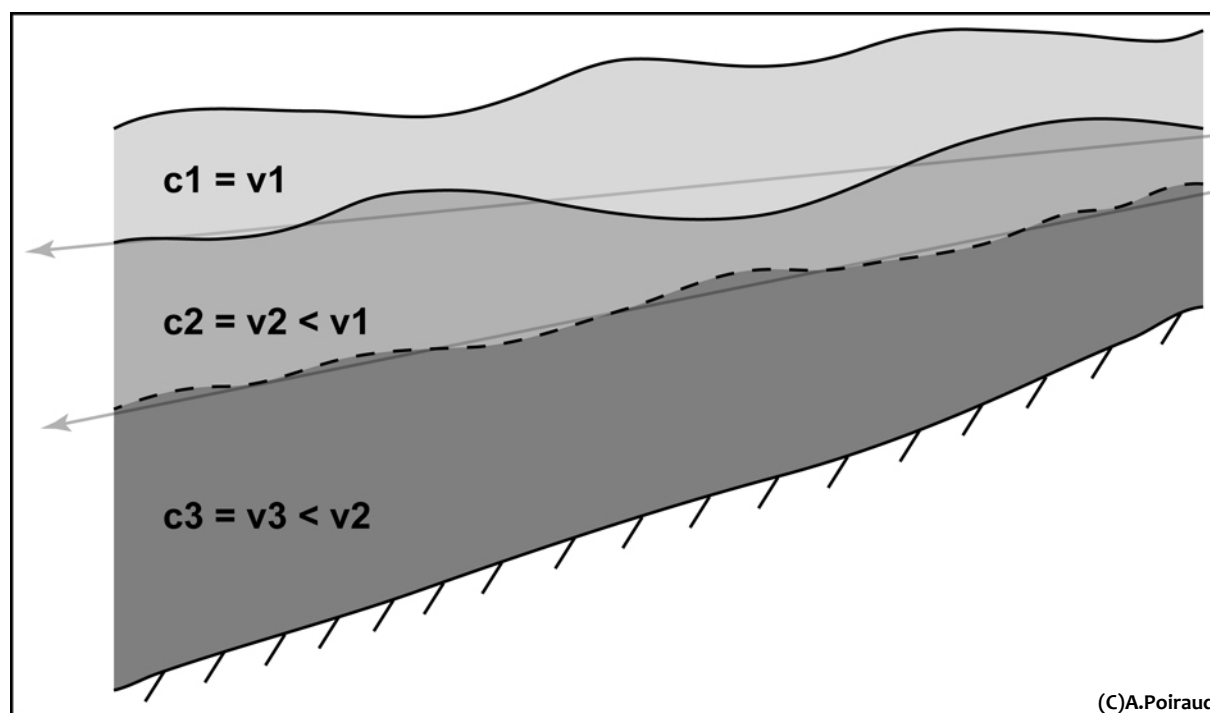


Figure 64 – Modèle théorique à 3 couches pour la partie active du glissement de Prada

Génétiquement, les couches c3 et c2 sont liées à un ou des mouvements de masse, formant une paléotopographie correspondant au toit de la couche c2. Cette paléotopographie a été scellée par le nappage colluvial postérieur c1. A l'interface entre c1 et c2, une venue d'eau permet l'engorgement temporaire de c1 provoquant, dans ce matériau limono-argileux à blocs, des possibles réactivations superficielles par solifluxion et exprimées par les petites loupes visibles dans le pré sous la route basse. Les vitesses ($v1$) peuvent y être de l'ordre du cm/an pour ce type de processus. Bien évidemment, la faible profondeur moyenne de la couche (1/2m) ne permet pas à ce processus d'affecter des habitations ancrées plus profondément. Selon les analyses de FONDASOL, la couche c2 est caractérisée par un $\phi' = 15^\circ$ et un $c' = 3$ kPa ce qui nous donne en première approximation une

penne limite de 16° à l'état drainé et 9° en condition saturée (modèle de penne infinie de Hammond *et al.*, 1992). Selon le modèle d'épaisseur, on peut estimer la penne de la base de la couche c2 à 8.5°, ce qui nous donne une couche c2 en état d'équilibre précaire en condition de saturation, équilibre facilement rompu en cas de surcharge du sol (habitation par exemple). Nous considérons que ce sont les mouvements de la couche c2 qui causent l'essentiel des désagréments visibles sur la **figure 62**. Sa vitesse v_2 est donc estimée à quelques mm/an en moyenne, soit une vélocité moins grande que la couche c1. Nous avons peu d'informations sur la couche c3 hormis sa texture argilo-sableuse et le caractère humide du haut de la formation, mais sans venues d'eau attestées. Nous ne pouvons qu'émettre l'hypothèse d'une couche plus stabilisée, éventuellement sujette à des mouvements extrêmement lents (v_3).

Ce style de mouvement sans rupture, extrêmement lent et agissant par déformation du matériau plus que par translation de ce dernier sous charge constante nous amène à considérer ce mouvement actif comme un type de fluage. Les processus de solifluxion sont limités à la couche superficielle inférieure à 2m de profondeur. Dans ce cas, les calculs de stabilité le long d'une surface de glissement doivent être couplés à la caractérisation rhéologique du matériau et son comportement vis-à-vis de sa teneur en eau (limites d'Atterberg) sous contrainte constante.

Cette étude reste incomplète du fait du manque d'informations. Au vu des conséquences sur les habitations et infrastructures et afin d'acquérir des informations complémentaires, il serait utile i) d'installer 1 ou 2 inclinomètres afin de quantifier les vitesses de déplacements et valider ou non le modèle à 3 couches et ii) de compléter les études géotechniques par des essais mécaniques et rhéologiques sur chacune des 3 couches et sur le substrat.

2.3.5. Les phénomènes superficiels : glissements translationnels et solifluxions

Le complexe de Malescot (glissement 7, **fig.40**) est caractéristique des phénomènes épidermiques affectant la série éocène des « Sables rouges inférieurs ». Malgré la faible ampleur de ces phénomènes, ils se situent souvent dans des contextes urbains les rendant potentiellement gênants. Peu documenté, le complexe de Malescot a fait uniquement l'objet d'une prospection et description de terrain. Cela dit, au vu de la relative simplicité des formes et des contextes morphostructuraux, l'expertise de terrain permet d'en tirer les éléments essentiels.

Situation et contexte – le complexe est situé en rive droite de la Loire (**fig.65**), le long d'un très court affluent temporaire drainant un thalweg exigu s'encaissant rapidement dans les terrains géologiques et conforme au pendage général des terrains (thalweg cataclinal). Il comprend 6 glissements individualisés, couvrant une superficie totale de 1.13ha (0.0113km²). L'ensemble du complexe affecte la série des « Sables rouges inférieurs » éocènes, particulièrement argileuse dans ce secteur. Le socle n'est pas loin (quelques dizaines de mètres de profondeur) et basculé vers l'ouest (la Loire) selon un pendage de quelques degrés. La série supérieure (Illites tertiaires éo-oligocènes) y est fortement ravinée, formant un paysage de *badlands* au sein duquel se développent quelques lotissements épars (**fig.65**). Enfin, 2 intrusions basaltiques encadrent le thalweg au sud-est et au nord-ouest.

Morphologie – deux types de glissements composent le complexe à savoir i) des glissements translationnels superficiels (moins de 1m de profondeur, glissements situés en rive droite du thalweg) et ii) des formes de terrassettes de solifluxion en rive gauche. Les glissements translationnels présentent une cicatrice d'arrachement sommital à peu près linéaire et un bourrelet de pied formant un amas de terre. Les terrassettes se confondent parfois avec des petites loupes de solifluxion prenant la forme d'une topographie d'ensemble moutonnée.

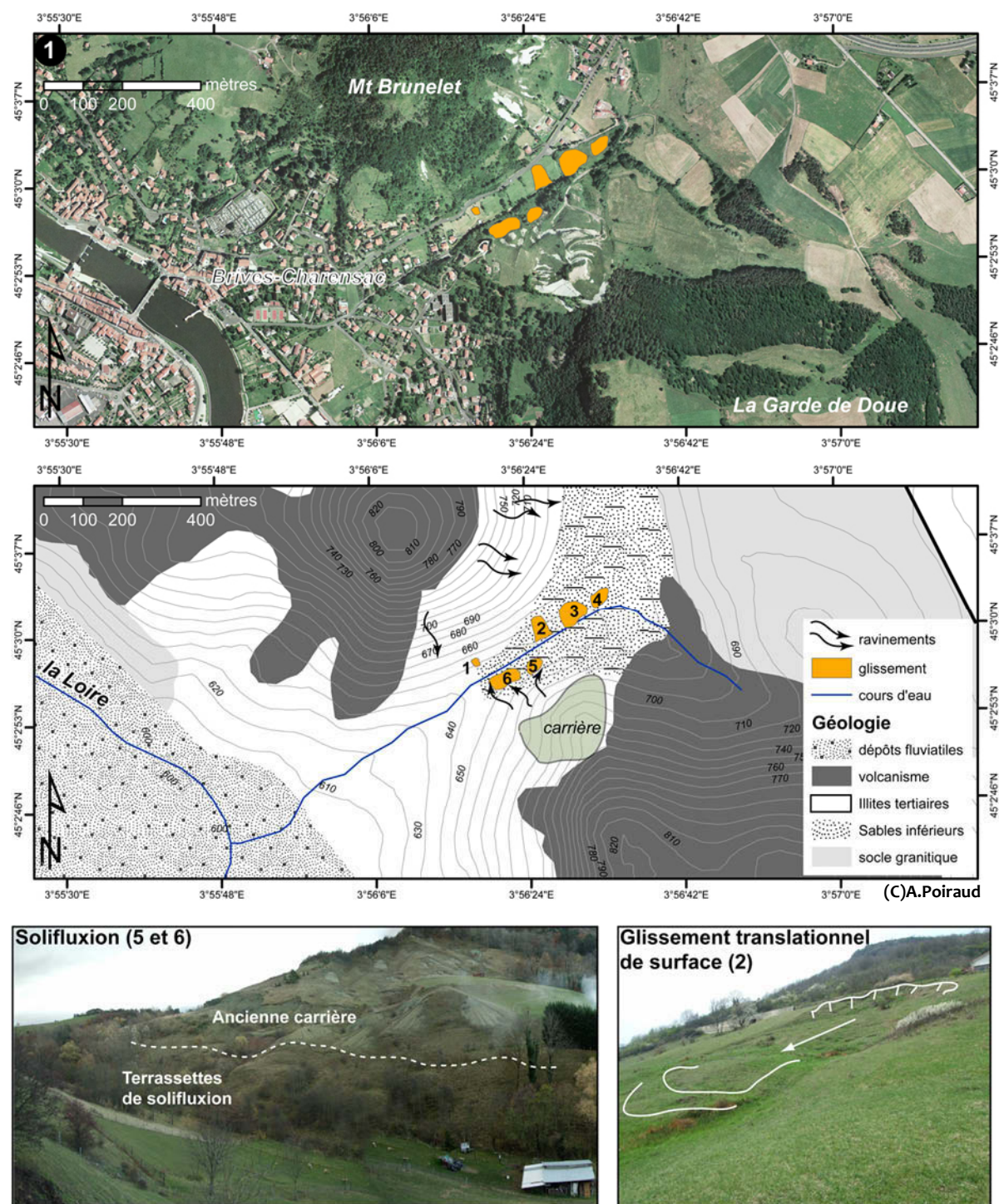


Figure 65 – Situation et morphologie du complexe de Malescot ; 1) situation et contexte géologique ; Photos du bas) zones de solifluxion 5 et 6 à gauche et glissement translationnel 2 à droite

Géométrie interne – les cicatrices d'arrachement montrent une atteinte très superficielle des terrains par ces processus qui n'affectent que le régolithe de la série géologique éocène en place et ne dépassent pas 1m de profondeur. Ce régolithe se compose essentiellement d'argile sableuse fissurée (série éocène météorisée) mélangée à quelques éléments basaltiques sableux à graveleux (apports de versant par ruissellement). Les terrains géologiques en place ne sont pas affectés. Les phénomènes de solifluxion sont également superficiels, les loupes et terrassettes ne dépassant pas 50cm de hauteur.

Cinétique – aucun suivi n’a été effectué et aucun renseignement n’est disponible dans les archives du BRGM. Les mouvements de solifluxion sont cependant continus et très lents à extrêmement lents du fait de la nature du processus tandis que les glissements translationnels sont plus ponctuels (événement singulier) avec des vitesses plus rapides (très lents à modérés).

Datations – là encore, les archives sont peu fécondes en la matière. La BdMvt renseigne les glissements 2 et 3 (**fig.65.2**) avec des précisions à l’année. Le glissement 2 serait de 1989 et le glissement 3 de 1984. Les autres glissements ne sont pas datés. Le glissement 1, quant à lui, s’est déroulé pendant le temps de la thèse, en novembre 2008 (précision mensuelle).

Interprétation – le complexe de Malescot est un ensemble de glissements superficiels de type translationnel et solifluxion affectant le régolithe issu des sables éocènes. Ces types de glissements affectent tout particulièrement cette formation, à partir d’une certaine valeur de pente ($>10^\circ$) et sont souvent induits par des précipitations intenses (épisodes cévenols, ch.5).

2.3.6. Les glissements rotationnels de surface (*et profond*)

Le glissement du Chambon (glissement 5, **fig.40**) s’est déclaré lors des travaux de thèse, à l’automne 2008. C’est un glissement caractéristique du type rotationnel de surface bien que sa profondeur soit proche de la limite de ce type. La variante profonde est de même géométrie et de mêmes caractéristiques hormis que la profondeur de la surface de rupture est supérieure à 5m.

Le glissement du Chambon a eu des conséquences sur l’organisation du territoire communal car la voirie a été coupée pendant près de 4 mois. L’analyse du glissement a fait l’objet d’un rapport d’expertise à destination des services routiers du Conseil Général de Haute-Loire et un suivi cinétique a été mis en place en parallèle avec celui opéré par ces mêmes services. L’expertise produite s’est ajoutée à celles du BRGM (Olivier Renault) et Jacques Restituto, géologue-conseil privé. Ce glissement a également été l’occasion de tester les méthodes de reconstitution 3D (laser terrestre et stéréophotogrammétrie terrestre) dans le cadre du développement de ces technologies par la plateforme instrumentale et technique du laboratoire (Franck Vautier et Olivier Voltaire, GEOLAB). Nous ne développerons ici que succinctement quelques résultats et conclusions.

Situation et contexte – le glissement du Chambon est localisé sur le flanc ouest du neck basaltique du Say, juste au-dessus de la concavité basale raccordant le versant à la terrasse fluviale supérieure de la Loire (**fig.66**).

En plan, la base du versant décrit une vaste concavité liée à l’existence d’un ancien méandre de la Loire. L’ensemble du secteur est très volcanisé, la série oligocène et éo-oligocène y étant transpercée de multiples intrusions pliocènes (dykes et sills) profitant de l’existence d’un dense réseau de failles. C’est également un secteur de transition entre les faciès internes de la série oligocène (illites éo-oligocènes, eAv et eA) et les faciès externes (Sables de la Laussonne, gS). La différenciation visuelle des Sables de la Laussonne avec le faciès externe des illites (eA) y est d’ailleurs délicate tant ces faciès sont proches texturalement et pétrographiquement. Localement, le socle est basculé vers l’ouest et le sud-ouest. Le glissement du Chambon occupe un léger vallon rentrant dans le versant et prolongeant la concavité décrite par l’ancien méandre. L’ensemble du versant est marqué par des modelés trahissant d’anciennes instabilités (loupes, moutonnements, petits talus circulaires, etc.). Enfin, la partie amont du glissement est occupée par une zone humide facilitant la pénétration des eaux dans les formations superficielles et le substrat géologique.

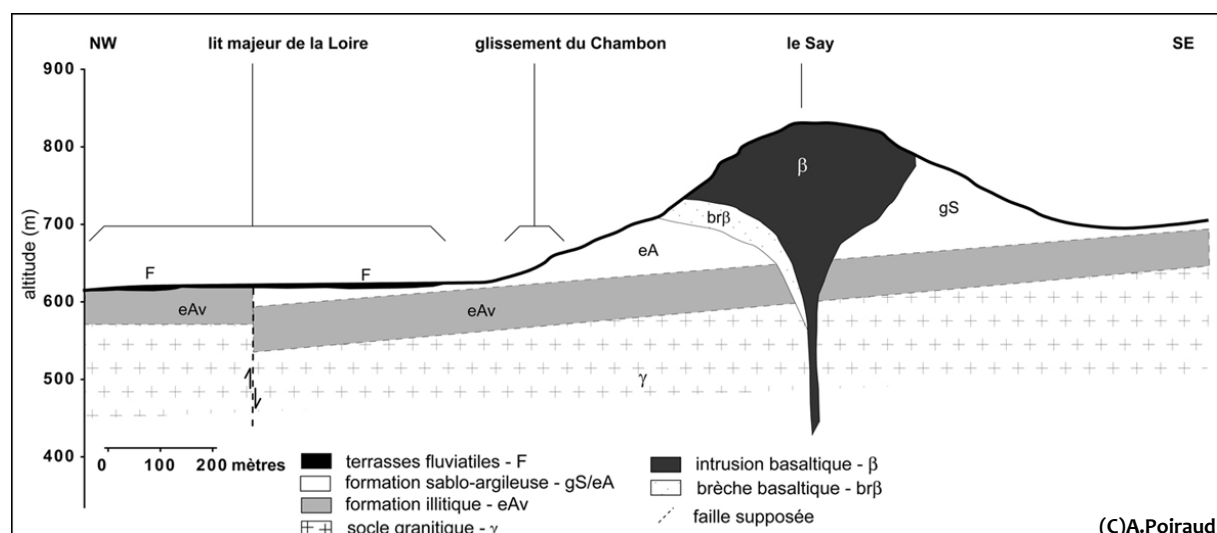


Figure 66 – Contexte géologique du glissement du Chambon

Morphologie – le glissement du Chambon fait 6200m² (soit 0.0062km²), s'allonge sur 160m pour une dénivellation de 43m, soit un rapport H/L de 0.27. L'escarpement principal, d'une hauteur de 3 à 4m, est surmonté d'un replat avec de nombreuses fissures transversales marquant des décalages verticaux décimétriques (**fig.67.1.ph1**). Deux sources γ exsurgent. L'escarpement principal a un contour avec de nombreuses digitations (**fig.67.1.ph2**), lesquelles se sont fortement affaissées lors du dégel, en régularisant de fait le tracé. Les flancs supérieurs du glissement sont raides et atteignent jusqu'à 4m de hauteur. Au pied de l'escarpement, un petit ruisseau draine les écoulements provenant des sources amont et ne s'est tari qu'après les travaux de drainage, à la fin du printemps. La route qui traversait au pied de la zone de départ a été complètement démantelée, des bouts de revêtement se retrouvant dans la zone distale de matériel éjecté. L'emplacement de la route a été enfoui sous plus de 3m de matériaux, formant un talus raide en aval de 3 à 4m de hauteur et une contrepente marquée à l'amont (bourrelet de pied).

La zone distale est très chaotique avec de nombreux tertres métriques (**fig.67.1.ph4 & 5**), bouts de route, arbres et arbustes entraînés, clôtures, etc. Elle est séparée du bourrelet de pied par un espace au sein duquel la topographie n'a pas changé. Certaines mottes d'arbres éjectées ont continué leur parcours au-delà de la limite basse de la zone distale, sur une surface gelée au moment du glissement. Les arbres sont penchés vers l'amont, preuve de la puissance de la poussée qui les a déplacés (**fig.67.1.ph6**). Les matériaux remaniés sont essentiellement des formations superficielles, masses sablo-argileuses marron avec des billes et petits cailloux basaltiques enchâssés dans la matrice (sédiment tertiaire déjà remanié).

Le levé de la topographie au DGPS a permis de réaliser un modèle des volumes déplacés (voir la méthodologie dans le 2.2.1.1) et d'estimer les volumes négatifs et positifs (**fig.67.2**). Sur le modèle présenté en perspective, on décèle très bien les 3 parties du glissement : zone de départ déprimée, zone d'accumulation fortement exhaussée et zone distale nettement séparée du bourrelet de pied par un espace aux changements quasi nuls. Dans le détail, on remarque également que l'escarpement principal est exhaussé, trahissant un léger mouvement rotationnel de la partie sommitale (couronne). Le calcul des volumes doit prendre en compte les imprécisions du modèle, notamment les imprécisions du MNT anté-glissement construit à partir du prolongement des courbes de niveau de la topographie périphérique au glissement et dessinées à l'aide des photographies aériennes antérieures à l'événement. La précision du modèle est estimée à ±20 cm en Z et les volumes sont calculés pour les pixels ayant une valeur de mouvements verticaux supérieure à 20cm.

Les volumes sont calculés pour chaque unité définie précédemment sur des critères morphologiques (**fig.67.2, perspective**).

L'équilibre de la répartition des volumes dans la partie sommitale est correct (-180m^3 au niveau de la couronne et $+170\text{m}^3$ au niveau de l'escarpement majeur).

La dépression principale du glissement correspond à un volume de 920m^3 de matériel, bien inférieur au volume du bourrelet de pied qui atteint 2500m^3 . En tenant compte du foisonnement naturel auquel sont soumis les sols déplacés (≈ 1.35 pour les sols meubles argileux), le volume attendu aurait été de 1250m^3 . Or celui-ci est deux fois plus élevé ! Cette différence est due d'une part à l'augmentation de 10% du volume de la masse déplacée par le gel, les levés ayant été réalisés alors que le sol était gelé, ce qui abaisse la différence entre le volume théorique foisonné et le volume mesuré à 1000m^3 . Cette différence restante est imputée au manque de précision du MNT initial sur le tracé de la route lequel ne représentait pas le talus existant, ce qui rehausse la topographie existante d'environ 2m sur les 90m de route, ce qui, pour une largeur de talus de 5m, donne un volume de 900m^3 , équivalent approximatif des 1000m^3 de différence.

Enfin, le volume de la partie distale de plus de 1700m^3 est le volume de l'emprise de la route et d'une partie des talus amont et aval emportée dans la masse. Ce volume constitué de blocs de terre et de fragments de bitume peut-être qualifié d'« *éjectats* » du fait des indices concourant à imaginer un processus de poussée violente ayant conduit à sa mise en place.

Géométrie interne – le dégagement des terrains sur près de 4m au niveau de l'escarpement principal a permis de voir l'organisation des différents niveaux stratigraphiques sur le versant et de proposer une coupe interprétative (voir *interprétations*). Sous 1 à 1.5m de formations de versant récentes (matrice limoneuse très sombre riche en blocaille basaltique), se développe sur 2 à 3.5m d'épaisseur, une formation hétérogène argilo-sableuse marron plus ou moins bariolée rouge/bleuâtre avec des taches d'oxydation et riche en granules basaltiques. Cette formation se liquéfie totalement à saturation. Elle repose directement sur le substrat tertiaire argilo-sableux, bariolé rouge/bleu et riche en grains de quartz, de type « Sables de la Laussonne » ou faciès externe des Illites éo-oligocènes, et s'apparente à une masse glissée antérieurement ou à une formation gélifluée. Cette formation a été remobilisée lors du glissement actuel.

Cinétique – le déplacement de l'ensemble de la masse a été rapide et soudain comme l'attestent la formation éjectée et les mottes d'arbres glissées. L'intervalle de temps durant lequel le glissement s'est produit est de 20 minutes maximum (voir *datation*), pour un déplacement moyen de la masse principale de 30 à 50m. Ceci place les vitesses de déplacement entre un minimum de 1.5 à 2.5m/min (glissement rapide) et un maximum qui peut difficilement excéder la limite basse des glissements extrêmement rapides (5m/sec). Nous pouvons donc considérer ce glissement comme rapide à très rapide.

Un suivi cinétique a été mis en place pour la partie sommitale qui était encore active après la rupture principale (phase de relaxation) et menaçait de partir. Cet état de fait empêchait tous travaux tant que cette masse n'était pas stabilisée. Deux campagnes DGPS ont permis de quantifier les déplacements entre le 22 avril 2009 et le 5 octobre 2009 et un suivi de piquets placés de part et d'autre de la couronne principale a précisé le résultat sur la période du 9 mars 2009 au 4 juin 2009 (**fig.68**).

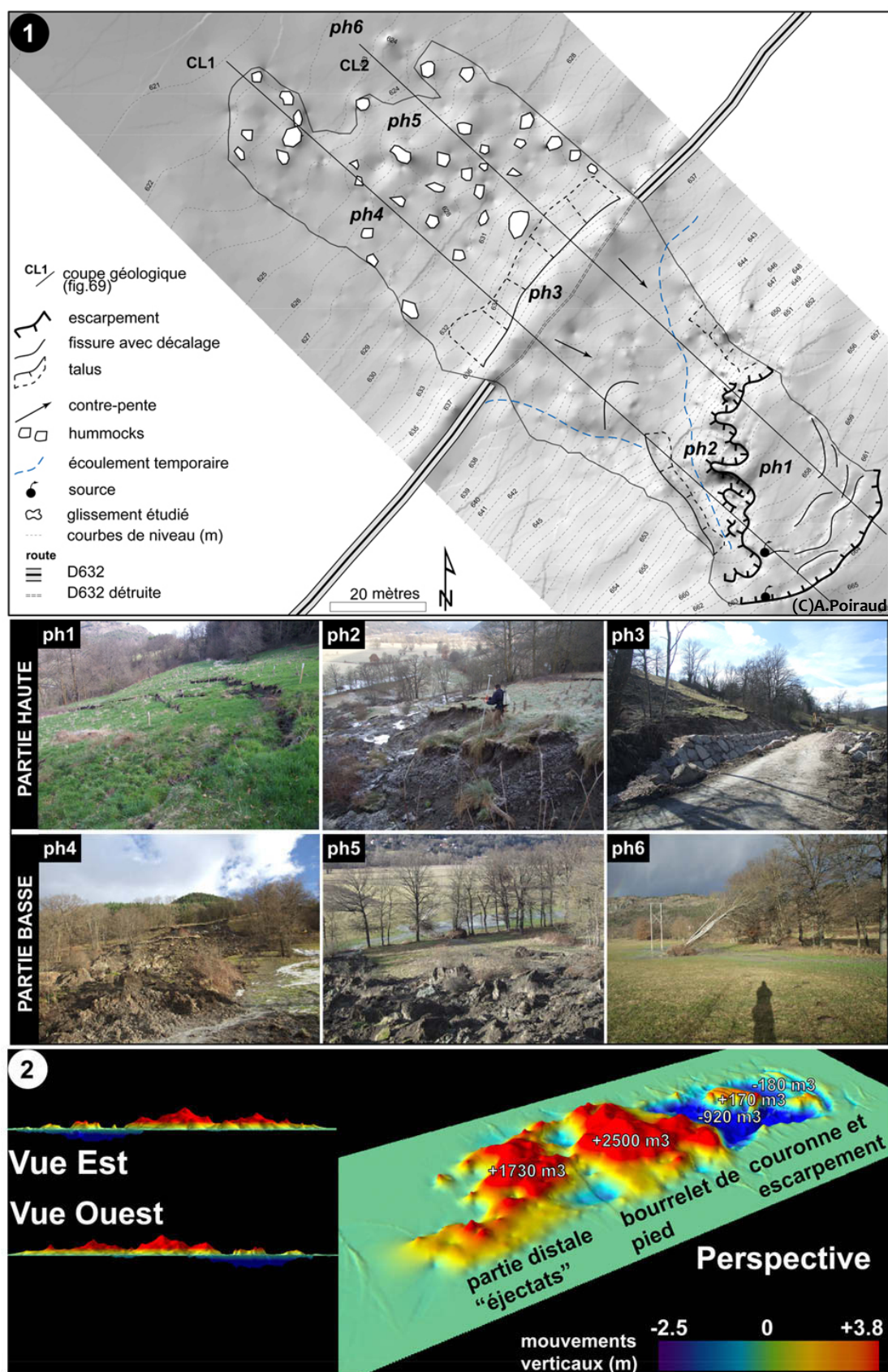


Figure 67 – Morphologie du glissement du Chambon. 1) Carte morphologique ; ph1) couronne du glissement et fissures transversales ; ph2) vue plongeante de l'escarpement principal ; ph3) travaux de confortement réalisés après dégagement de la masse glissée ; ph4) vue de la bordure sud-ouest de la partie distale du glissement ; ph5) matériel éjecté, tertres ; ph6) motte avec *Populus tremula* éjectée ; 2) modèle 2D^{1/2} des déplacements verticaux

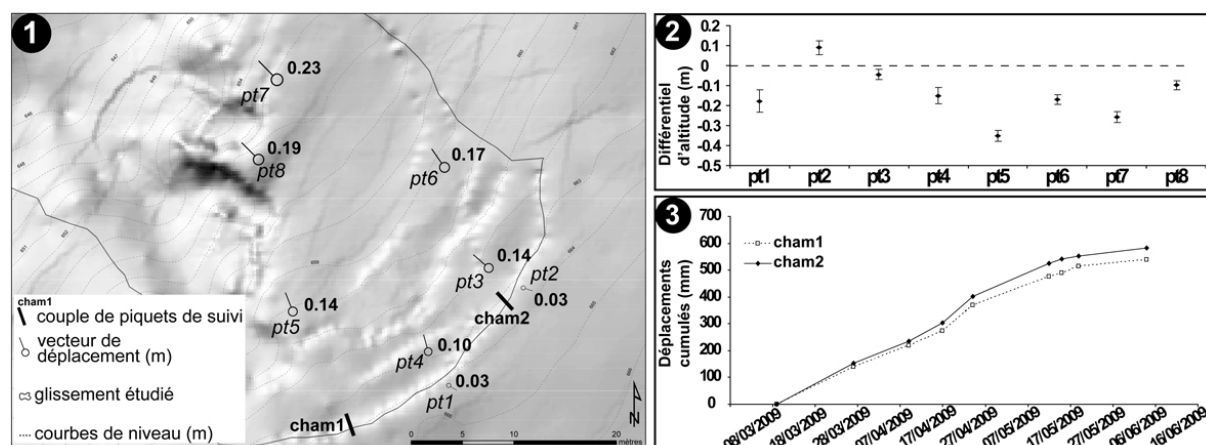


Figure 68 – Suivi cinétique de la partie sommitale du glissement du Chambon. 1) vecteurs de déplacements des mobiles suivis au DGPS sur la période du 22 avril au 5 octobre 2009 ; 2) différence d'élévation des points suivis sur la même période, à 95% de confiance ; 3) déplacements cumulés des 2 couples de piquets situés sur la couronne principale du 9 mars au 4 juin 2009.

Les déformations mesurées au DGPS sont toutes statistiquement significatives à 95% de confiance. De prime abord, on constate un déplacement planimétrique généralisé de la partie sommitale vers l'aval. Les vitesses relevées s'accroissent d'amont en aval d'une dizaine de centimètres à plus de 20cm en bordure de l'escarpement principal, **fig.68.1**. Les 2 mobiles situés en amont de l'escarpement sommital (pt1 et pt2) ont connu un léger recul vers l'amont, signe d'un déplacement rotationnel du sol en profondeur. L'affaissement moyen de la zone est de 17.8 ± 2.8 cm à 95% de confiance. Enfin, la partie nord-est de la zone est légèrement plus rapide que la partie sud-ouest. Les vitesses enregistrées lors de cette période sont de l'ordre de 6.9×10^{-6} à $1.6 \times 10^{-5} \text{ mm.s}^{-1}$, ce qui classe les mouvements post-rupture dans les mouvements très lents selon Cruden & Varnes (1996).

Le suivi de la couronne principale montre des déplacements tendant à diminuer jusqu'au 9 avril 2009, puis il y a un regain d'instabilité sur la période du 9 au 24 avril 2009, en lien avec des précipitations importantes et le dégel définitif. À partir de cette date, le mouvement décroît progressivement et tend à se stabiliser à partir de la mi-mai 2009. Les déplacements cumulés bruts sont d'environ 54 et 58cm sur la période. Ces distances sont développées (non planimétriques) et correspondent, en planimétriques, à des déplacements de respectivement 49 et 53cm. Les vitesses obtenues varient de 6.5×10^{-5} à $7 \times 10^{-5} \text{ mm.s}^{-1}$ ce qui place cette partie du glissement dans les glissements lents. Pour être tout à fait précis, il faut prendre en compte le décalage vertical du piquet aval (affaissement) ce qui augmente la pente et diminue de fait la distance planimétrique. Malheureusement, cette mesure n'a pas été prise, ce réseau de piquets ayant été mis en place dans l'urgence et les mesures restant très rudimentaires. Les vitesses mesurées sont donc à minorer, ce qui nous ramène dans des gammes de vitesses très lentes comme celles trouvées auparavant avec le DGPS.

Finalement, la rupture principale fut certainement soudaine (quelques minutes) avec des vitesses élevées (glissement rapide à très rapide) tandis que les mouvements postérieurs de relaxation et de réajustement furent par contre très lents et se sont étalés sur au moins 6 mois.

Notons enfin que le gel a maintenu la masse glissée en l'état tard dans la saison, limitant de fait les mouvements postérieurs et que l'initiation de mouvements post-rupture s'est faite à partir du dégel saisonnier, courant février 2009. Signalons également que le gel fut intense cette année-là, le mois

de janvier 2009 étant le plus froid depuis 1992⁶, d'où une pénétration profonde dans un matériau foisonnant et imbibé.

Datation – le glissement a eu lieu le 14 décembre 2008 entre 14h10 (heure de passage sur la route de M. Bertrand, Maire de Coubon, *com.pers.*) et 14h30 (déclenchement de la sirène des pompiers de Coubon, mairie de Coubon).

Interprétation – morphologiquement, le glissement de Chambon est un glissement rotationnel simple si on considère uniquement la partie en amont de la route (couronne, escarpement principal, dépression centrale et bourrelet de pied, **fig.69**).

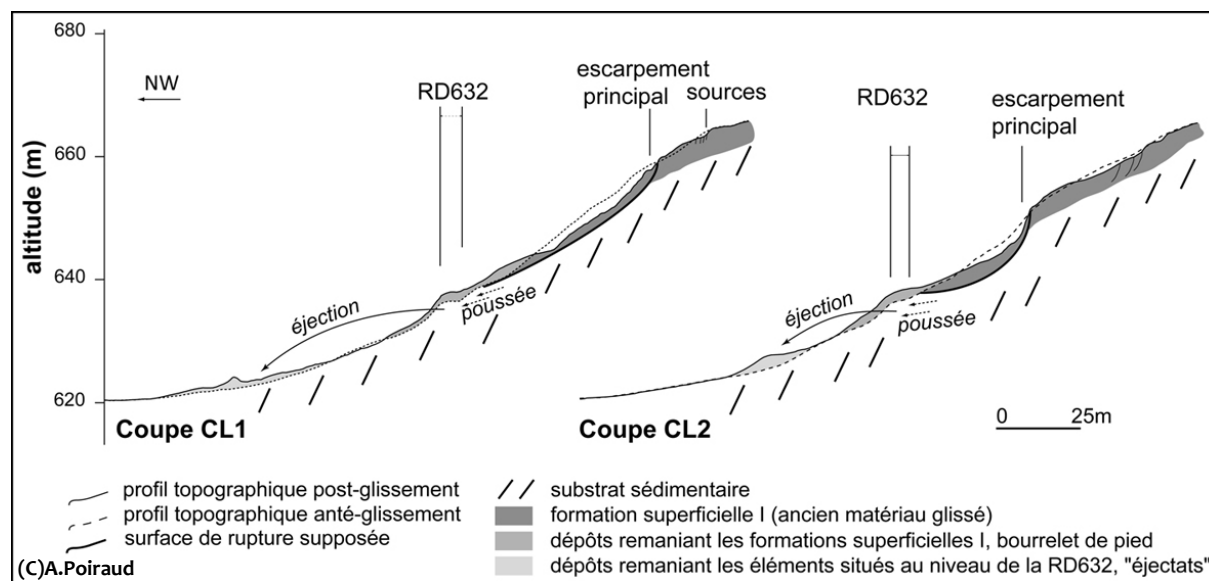


Figure 69 – Coupes géologiques interprétatives du glissement du Chambon

Il remobilise les formations superficielles issues de mouvements de versant antérieurs (glissement ou soli-gélifluxion) et sa cinétique est rapide à très rapide. Ce qui le distingue d'un cas classique de glissement rotationnel superficiel simple, c'est sa partie distale composée d'éléments « éjectés » (mottes, *hummocks*). Ce phénomène peut être expliqué par un processus de poussée dont l'énergie s'est trouvée bloquée par l'infrastructure routière, qui, cédant sous la pression, a « sauté », libérant l'énergie et la matière qui la bloquait (effet « bouchon de champagne »). Le gel a certainement contribué à l'amplification de ce phénomène par la rigidification de l'ensemble des masses en jeu, limitant la liquéfaction qui aurait annulé ce type de processus. Les 2 processus étant synchrones dans le temps et dépendants, on considère alors ce glissement particulier comme composite.

2.3.7. Les glissements rotationnels rétrogressifs

Le complexe du Cros de Brive (**glissement 6, fig.40**) concentre plusieurs types de glissement de terrain comme les fluages et la solifluxion, les glissements rotationnels de surface et translationnels, ainsi que des formes de glissements rotationnels rétrogressifs. Dans cette étude, nous verrons le complexe dans sa globalité car il apporte certains éléments complémentaires aux exemples déjà vus, mais insisterons plus sur les glissements rotationnels rétrogressifs.

Le complexe a fait l'objet d'un suivi cinétique mensuel d'octobre 2009 à octobre 2010 et d'un suivi bisannuel d'octobre 2008 à octobre 2009. Un complément d'analyse cinétique sur une plus grande

⁶ Moyenne des températures journalières enregistrées à la station du Puy-en-Velay depuis janvier 1992

période a été testé avec les méthodes dendrogéomorphologique. L'analyse géomorphologique classique n'a malheureusement pas pu être complétée par des sondages du fait de l'impossibilité d'accès pour un camion ou même un 4*4 muni d'une tarière mécanique.

Situation et contexte – le complexe du Cros de Brive est situé sur la section aval de la Laussonne, en rive gauche. Ce complexe est formé de 2 groupes de glissements séparés par un interfluve stable, armé de dykes basaltiques. L'ensemble du versant est dominé par une puissante intrusion basaltique et armé d'une multitude de petites intrusions perçant à travers la série sédimentaire de l'Oligocène supérieur représentée ici par le faciès interne des marnes et calcaires de Ronzon (**fig.70**).

D'âge Devès, les multiples dykes et intrusions sont largement déchaussés par l'érosion et il est, en l'état actuel des connaissances, impossible de connaître la géométrie des structures volcaniques. Malgré cette lacune, les effets de ces structures volcaniques sur le relief sont visibles, provoquant de nombreuses contre-pentes et replats d'origine structurale déconnectés d'avec la Laussonne (coupe AC, **fig.70.2**). La partie orientale du complexe (complexe 1, **fig.70.1**) est traversée par la route départementale n°38.

Morphologie – le complexe 1 couvre une surface de 6.4ha (0.064km²), fait environ 570m de longueur et s'inscrit dans un vallon alimentant un petit ruisseau temporaire qui n'atteint pas la Laussonne et se perd dans une zone humide située dans sa partie basse (**fig.71.1**). Il s'étend de 815m d'altitude à 705m, soit une dénivellation de 110m pour un H/L de 0.19. La partie située en amont de la route est extrêmement bosselée avec des talus atteignant 5m de hauteur. Le long de la route, les talus convexes prennent l'allure de véritables fronts de loupes. Au sud-est de cette partie, un glissement translationnel de 60/70cm de profondeur a déstabilisé la lisière forestière située à ses abords (arbres sondés pour l'étude dendrogéomorphologique). La partie située juste sous la route présente d'importantes convexités à l'aval de talus concaves. Cette disposition ressemble beaucoup aux morphologies en « coups de cuillère », correspondant à l'emboîtement de petits glissements rotationnels. Une petite zone humide s'est développée au contact de 2 talus signalant ici le cheminement préférentiel des eaux de surface. La partie basse du complexe se différencie selon la rive considérée. En rive droite, un système de 3 talus en escalier d'environ 4/5m de hauteur chacun se développe sur près de 70m de longueur. Chacun des talus est caractérisé par des arrachements superficiels et forme un amphithéâtre ouvert vers le fond du thalweg. Des fissures de quelques centimètres de large sont visibles sur le haut de ces talus. En aval de cet amphithéâtre, 2 talus convexes semblent marquer la fin du système, la transition entre ces talus et le fond du thalweg se faisant par une surface bosselée. En rive gauche, un escarpement important d'une dizaine de mètres de hauteur et régulièrement décapé domine une topographie perturbée avec de nombreuses fissures ouvertes d'une quinzaine de centimètres de large. D'importants bombements aval font la transition avec la partie terminale du complexe qui prend la forme d'une langue transversalement bombée et marquée par de nombreuses convexités. Cette langue, canalisée entre 2 intrusions basaltiques, vient littéralement « mourir » sur une terrasse alluviale basse de la Laussonne.

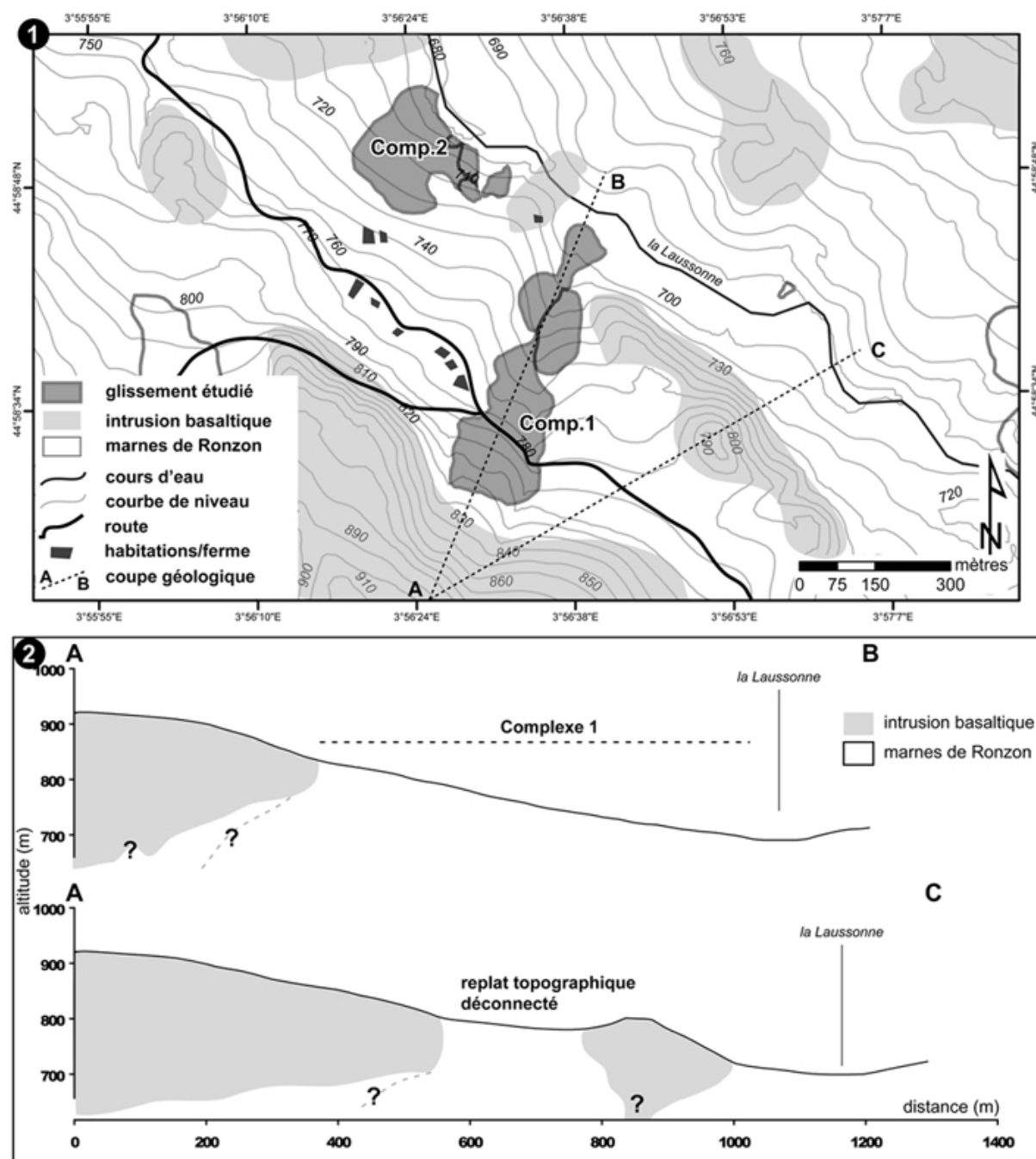


Figure 70 – Contexte géologique du complexe du Cros de Brive. 1) nature géologique des terrains et position des complexes 1 et 2 ; 2) coupes géologiques simplifiées AB et AC

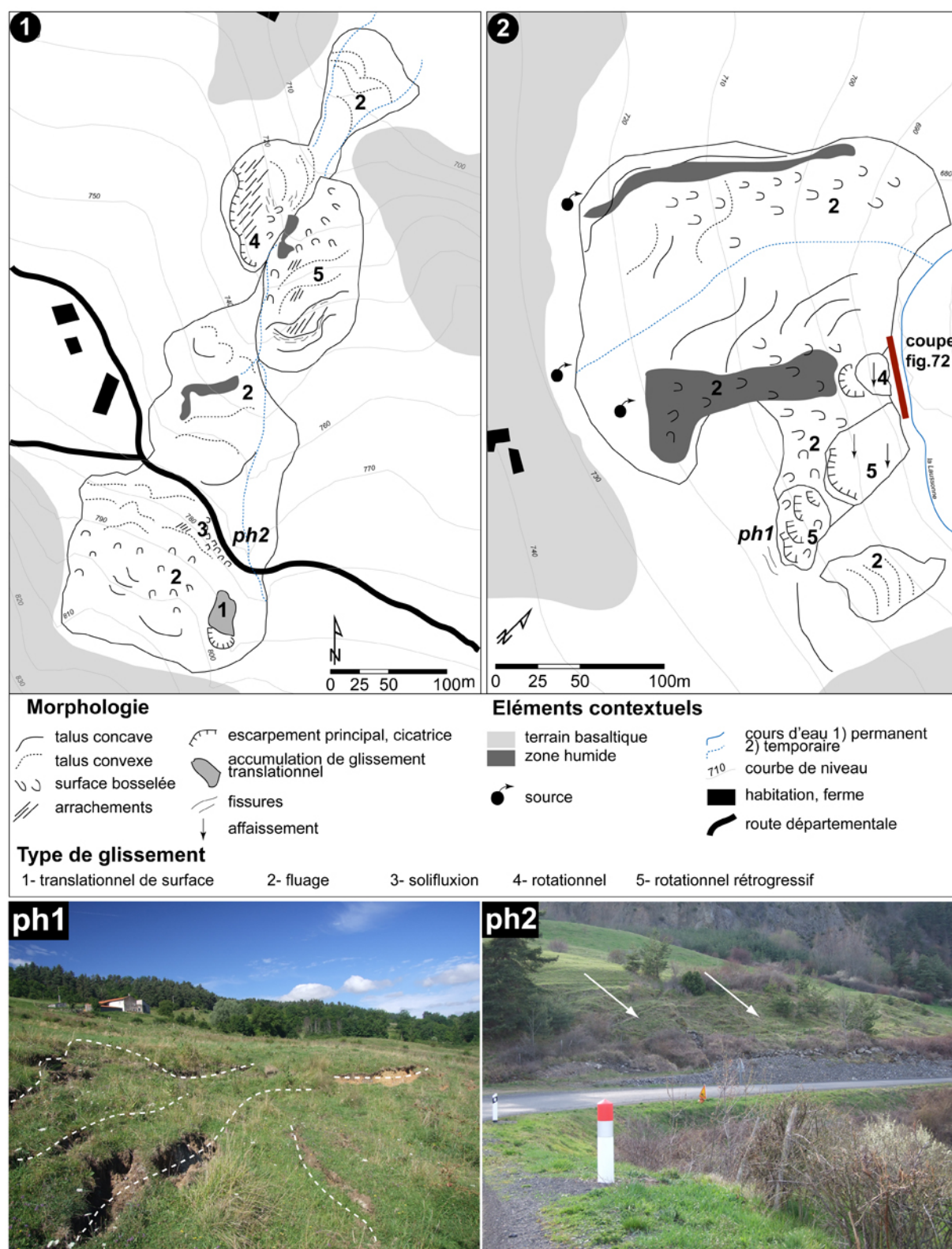


Figure 71 – Cartes morphologiques du complexe de Cros de Brive. 1) complexe 1 ; 2) complexe 2 ; ph1) partie sommitale d'un glissement rotationnel rétrogressif dans le complexe 2 ; ph2) terrassettes de solifluxion le long de la route, complexe 1

Le complexe 2 (fig.71.2) couvre une surface de 3.9ha (0.039km²) et a une forme d'ensemble assez compacte (220m de longueur pour 280m de large). Il se développe sur 45m de hauteur (725/680m d'altitude) pour un H/L de 0.20. Le haut du complexe suit une ligne de sources localisée au contact

entre des matériaux volcaniques et le substrat sédimentaire. Son pied est en connexion directe avec la Laussonne et est sapé par l'incision de la rivière dans une large concavité de méandre. La partie aval (par rapport à la Laussonne) est une langue bosselée délimitée par un talus concave net et un petit ruisseau intermittent. Les grandes ondulations convexo-concaves plurimétriques du haut de cette partie se terminent en bossellements métriques vers la Laussonne, située 5/6m plus bas. Une zone humide étirée jouxte la bordure externe de ce secteur. La partie médiane est une vaste zone humide plus ou moins bosselée avec de longs talus concaves sur sa bordure gauche (en descendant le versant) et des bossellements plus petits et plus denses sur sa bordure droite. Cette zone humide se prolonge, dans sa partie terminale, avec un glissement rotationnel délimité par une cicatrice principale de 1 à 2m de haut et une partie affaissée sapée par la Laussonne, située 5m en contrebas. Un second glissement du même type, plus grand, se développe un peu plus à l'amont. La cicatrice trahit un affaissement de 30cm et une translation d'une vingtaine de centimètres de la masse de terrain vers la Laussonne. Situé juste en haut de cette masse glissée, un secteur de petits escarpements métriques formant des marches d'escalier, non recolonisés par la végétation et avec des fissures s'ouvrant progressivement en amont du dernier escarpement est le lieu de contraintes distensives importantes et l'expression de la dynamique rétrogressive du glissement. Enfin, encore plus en amont, un vaste talus concave limite une zone de « rides transversales » décimétriques.

Géométrie interne – peu de coupes sont visibles hormis le long de la Laussonne qui a incisé dans les formations superficielles et le substrat en place (**fig.72**) et une mauvaise coupe dégagée en contrebas de l'escarpement principal du grand glissement du complexe 1.

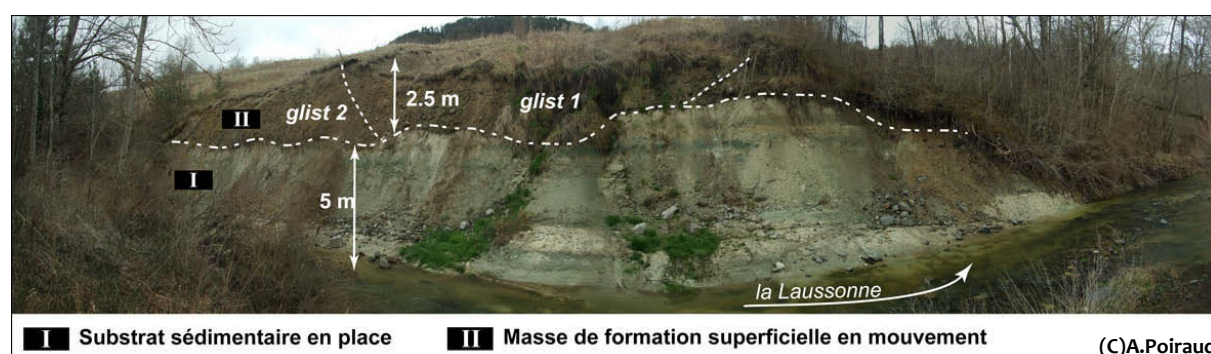


Figure 72 – Coupe dans les formations superficielles, à l'aval des glissements du complexe 2

Cette coupe est caractérisée par 2 niveaux. La couche basale (I) est le substrat en place alternant des niveaux marneux blancs avec des niveaux bleuâtres très sablo-argileux voire grésifiés à la base de la coupe (bedrock actuel du cours d'eau). Ce niveau affleure sur 5m environ. Au sommet de ce premier niveau, et n'apparaissant pas sur la photo, un niveau de galets cristallins grossiers (50/500cm), perché à 5m au-dessus du niveau actuel, s'emboîte dans la série oligocène. Ce niveau grossier se retrouve tout le long du cours d'eau, aux mêmes altitudes relatives (+2.5 à +5m). Il est à noter que ce niveau peut être atteint par des crues cinquantenales comme cela a été le cas en novembre 2008. La formation du niveau II recouvre en partie cette nappe perchée, signe de sa postériorité. Cette formation est hétérogène, composée de blocs et cailloutis basaltiques mélangés dans une matrice argilo-limoneuse brune à marron foncé. Son épaisseur est variable, de 2 à 3.5m avec une moyenne de 2.5m. Elle remanie la partie supérieure des Marnes de Ronzon mais est morphologiquement plus proche des formations gélifluées à blocs que des matériaux issus de glissements.

La coupe située sur le glissement rotationnel du complexe 1 (type 4, **fig.71.1**) est difficilement exploitable du fait des nombreux débris de terre masquant le profil. L'analyse des affleurements propres amène toujours à la même observation, à savoir la présence du substrat en place (marnes de Ronzon) et de son profil d'altération d'une trentaine de centimètres (horizon C pédologique) coiffé

d'un maigre sol (horizon A pédologique d'une dizaine de centimètres) contenant quelques billes basaltiques. On ne peut pas véritablement parler ici de formations superficielles, sinon d'un fin nappage « colluvial » (formation SC, Lebreton et al. (1993)). En tout cas, pour ce secteur, le glissement affecte directement le substrat.

Cinétique – des déplacements significatifs ont été relevés par le réseau de points suivi DGPS. Globalement, l'intervalle de confiance à 95% est de 8mm en X et 11.5mm en Y pour le complexe 1 et 6.7mm en X et 9.4mm en Y pour le complexe 2. Les mouvements sont donc significatifs pour des déplacements supérieurs à 14mm pour le complexe 1 et 11.5mm pour le complexe 2. Compte tenu des erreurs existantes à chaque manipulation (dérive de la position du point fixe de quelques mm entre chaque campagne), nous n'avons retenu comme significatifs que les déplacements horizontaux supérieurs ou égaux à 20mm et ne présentons que les événements majeurs (4 événements sur 6 périodes avec des déplacements significatifs) (**fig.73**).

L'hiver 2008/2009 a été marqué par d'importants mouvements sur le complexe 1 avec des déplacements décimétriques voire métriques. Tous les déplacements vont dans le sens de la plus grande pente (**fig.73**) et aucune rupture n'a été constatée sauf pour le mobile qui s'est fortement déplacé (163cm, petit glissement translationnel de surface). Les autres mobiles ont subi un mouvement de rotation vers l'aval manifestant des forces en poussée et des vitesses plus fortes en surface.

Les mouvements enregistrés durant l'été 2009 sont beaucoup plus faibles et prennent des directions plus aléatoires dans le complexe 1 alors qu'ils restent influencés par l'axe de plus grande pente dans le complexe 2. Les mouvements enregistrés dans le complexe 2 correspondent à l'ouverture de nouvelles fissures de rétrogression en amont des petits escarpements en marche d'escalier (ph2, **fig.71**).

Les mouvements ultérieurs enregistrés aux pas de temps mensuel sont d'assez faibles amplitudes (< 3/4cm) mais restent dans les mêmes gammes de vitesse constatées auparavant (**fig.73**). Les vecteurs conservent globalement un sens de déplacement dans l'axe de plus grande pente.

Les mouvements semblent continus tout au long de l'année, avec une différence sensible entre la première période hivernale 2008/2009 et estivale 2009 ce qui est moins flagrant pour l'année 2010 (**fig.73**). Nous constatons également une nette différence entre l'hiver 2008/2009 qui a connu d'importants mouvements et l'hiver 2009/2010 quasiment atone de ce point de vue. Les causes de ces différences seront discutées dans le chapitre 5.

Les 2 premières périodes cumulent beaucoup d'eau du fait de leur durée (près de 550mm pour la première et près de 280mm pour la seconde). Cependant, on constate que pour une durée équivalente, la première période a cumulé 2 fois plus de précipitations que la seconde et que les mouvements enregistrés sont significativement plus importants sur le complexe 1.

Les suivis mensuels sont également instructifs de ce point de vue, car seules les périodes cumulant plus de 100mm s'accompagnent de mouvements significatifs (**fig.73**, graphique du bas).

L'analyse des vitesses place l'essentiel des mouvements dans la gamme des glissements très lents à lents (**fig.74**).

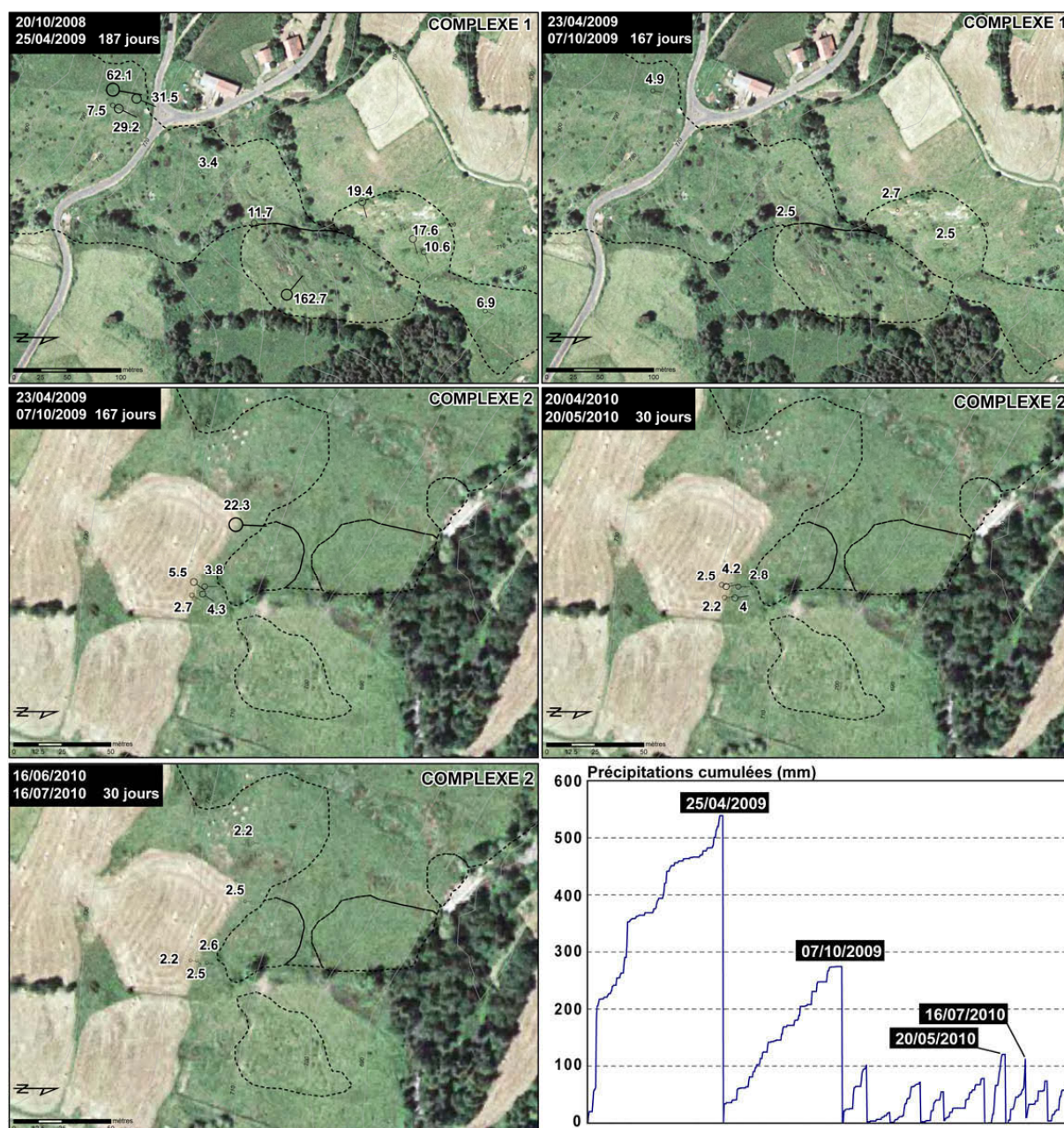


Figure 73 – Vecteurs des déplacements statistiquement significatifs enregistrés par le réseau cinétique DGPS sur les complexes du Cros de Brive pour les 4 événements retenus

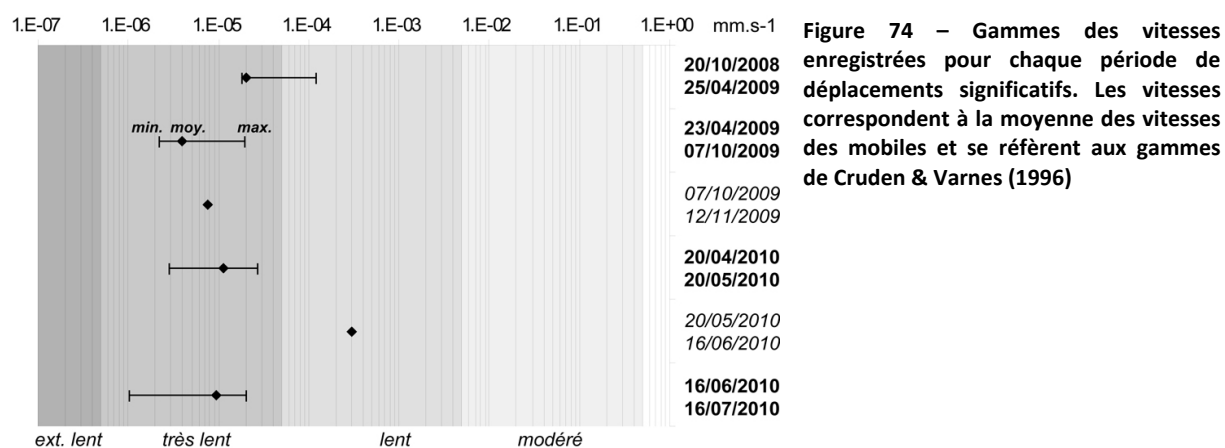


Figure 74 – Gammes des vitesses enregistrées pour chaque période de déplacements significatifs. Les vitesses correspondent à la moyenne des vitesses des mobiles et se réfèrent aux gammes de Cruden & Varnes (1996)

Les fissures apparues lors de l'été 2008 sur le complexe 2 avaient été repérées à l'aide de piquets et suivies du 27/08/2008 au 29/05/2009. Ceci permet de se raccorder au suivi DGPS qui avait été fait sur le complexe 1 sur l'hiver 2008/2009. Quatre couples de piquets avaient été installés :

- les couples CROS_1 et CROS_2 suivaient l'évolution de l'escarpement principal de la série d'escarpements en marches d'escalier,
- les couples CROS_3 et CROS_4 permettaient d'enregistrer l'évolution des fissures apparues à l'amont de l'escarpement principal.

Comme pour le suivi DGPS, nous avons observé d'importants déplacements lors de l'hiver 2008/2009 avec l'ouverture d'une fissure marquée au niveau de l'escarpement principal (plus de 1m de hauteur). Les fissures situées à l'amont n'ont quasiment pas évolué (**fig.75**). La dynamique rétrogressive, si elle existe, demeure faiblement active.

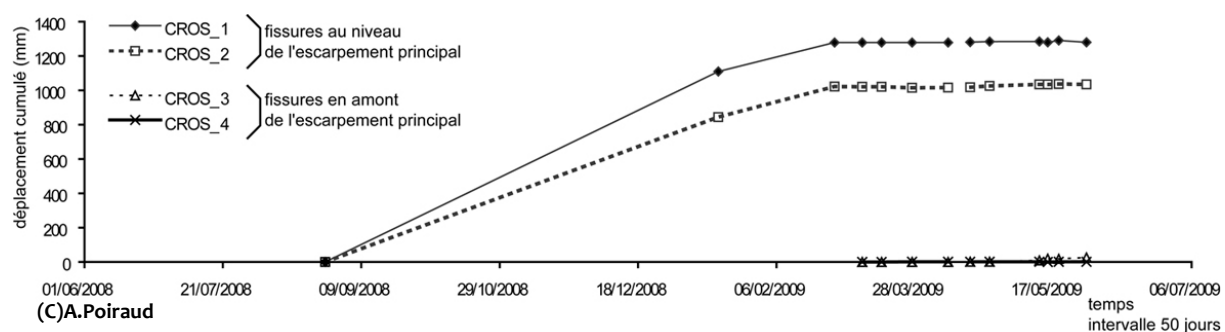


Figure 75 – Déplacements cumulés des fissures suivies par piquets

L'essentiel de l'ouverture s'est fait entre le 27/08/2008 et le 16/01/2009, suivi d'une phase de ralentissement entre le 16/01/2009 et le 27/02/2009. Les mouvements se stabilisent ensuite. Les vitesses moyennes oscillent pour CROS_1 et CROS_2 entre $4.6 \cdot 10^{-5} \text{ mm.s}^{-1}$ et $9 \cdot 10^{-5} \text{ mm.s}^{-1}$, ce qui équivaut parfaitement aux vitesses trouvées par DGPS lors de l'hiver 2008/2009 sur le complexe 1 et place le mouvement dans les gammes de glissement très lent à lent selon Cruden & Varnes (1996).

L'analyse des déplacements en altitude n'est pas convaincante du fait d'une erreur supérieure à 2.5/3cm ne permettant pas de déceler les mouvements verticaux inférieurs à cette marge. De fait, aucun résultat n'est statistiquement significatif à 95% de confiance.

Datations – il n'y a pas de dates connues fixant le début des phénomènes. Une discussion avec l'habitant de la ferme située au carrefour jouxtant la limite ouest du complexe 1 donne un âge de réactivation durant les années 60/70. Selon ses dires, la partie haute du complexe 1 (en amont de la route) était fauchée avec un petit tracteur lorsqu'il était encore adolescent (il y a une cinquantaine d'années). La topographie actuelle ne permet plus de réaliser ce type de travaux.

Les photographies aériennes de 1948, malgré leur mauvaise qualité, témoignent de l'existence du complexe à cette époque. Au niveau du complexe 1, le grand glissement de rive gauche existe déjà et les déformations de rive droite également. La topographie est déjà perturbée, mais la partie située au-dessus de la route semble moins déformée, permettant même la présence de cultures. Des signes d'arrachement sont visibles à l'endroit du glissement translationnel actuel. Le complexe 2 présente également des bossellements, mais les gradins et escarpements de rétrogression et les 2 glissements translationnels du bas n'existaient pas et sont donc postérieurs.

L'analyse dendrogéomorphologique effectuée sur 6 arbres permet, entre autres, de dater assez clairement le glissement translationnel de la partie amont du complexe 1 lors de l'hiver 1978 /1979

(fig.76, *Pinus sylvestris* CR1). La nette ouverture entre la croissance des cernes aval et amont et le maintien de cette ouverture jusqu'à maintenant prouve que l'arbre n'a pas pu compenser sa déstabilisation originelle et que le pied du glissement reste encore actif. Ce constat est d'ailleurs corroboré par l'absence de végétation pionnière sur la surface du glissement. La production de bois de compression (gymnosperme) à l'amont traduit bien la compensation du basculement de l'arbre vers l'aval (mouvement en poussée).

Les années 90, notamment depuis l'année 1992, semblent également marquées par une reprise d'activité continue et progressive qui se traduit par des déséquilibres de croissance chez *Pinus sylvestris* CR2, *Fraxinus excelsior* CR5 et *Alnus glutinosa* CR6. Les mouvements sont longitudinaux et transversaux (affectant aussi bien les profils CD qu'AB) avec des basculements aussi bien vers l'amont que vers l'aval (les courbes de croissance des bois de réaction et opposés se croisent).

Enfin, une anomalie de croissance est repérée sur le *Fraxinus excelsior* CR4, de 1983 jusqu'au début des années 90. Cette anomalie est transverse et longitudinale. Le bois de tension (angiosperme) est développé à l'aval, compensant un basculement vers l'aval de l'arbre tandis que le développement de bois de tension vers la droite de l'arbre (dans le sens de la pente) traduit un basculement de l'arbre à droite. Finalement, l'arbre a connu des dérangements qui l'ont fait basculer vers l'aval à environ 45° vers sa droite par rapport à l'axe de plus grande pente.

Interprétation – le complexe du Cros de Brive présente différentes morphologies de glissement, mus par des processus variés, mais liés ensemble dans une même dynamique évolutive.

Les processus de rétrogression prennent la forme de petits glissements rotationnels emboîtés actifs dans un contexte d'ensemble dominé par les déformations lentes affectant la couche superficielle colluviale ou le régoilte. Les moteurs essentiels de l'activité du complexe 2 semblent être la dynamique d'incision de la Laussonne affectant la partie basse du complexe et entraînant un mouvement de rétrogression couplé avec l'imbibition quasi permanente des terrains liée aux nombreuses sources présentes et aux apports d'eau météorique (fig.73). Les 2 affaissements et glissements rotationnels du complexe 2 sont clairement liés à la dynamique géomorphologique de la Laussonne et peuvent être une conséquence de la crue de 1980 (Béchet, 1983). L'activité de ces glissements est manifeste avec des accélérations superficielles et une évolution constante de l'escarpement principal. La dynamique rétrogressive existe (ouverture de fissures en amont de l'escarpement principal) mais reste contenue.

Le complexe 1 est caractérisé par des formes de fluage dominantes au sein desquelles se développent, sur les pentes plus importantes, des ruptures rotationnelles, *a priori* au sein du substrat altéré en place, alimentant une langue de matériaux flués formant le pied du complexe. En l'absence d'investigations plus approfondies, il est difficile d'en dire plus.

L'activité du complexe dans son ensemble est continue et caractérisée par plusieurs périodes d'activité plus ou moins intenses à l'échelle décennale ou à l'échelle interannuelle et intraannuelle. Les vitesses sont très faibles (glissement très lent à lent), mais variables cependant et dépendant de la saisonnalité et d'événements moteurs majeurs comme ce fut le cas pour l'hiver 2008/2009 marqué par le très intense épisode cévenol de novembre 2008 (voir ch.5).

Le contexte géologique local empêche la fourniture d'importants stocks de matériel basaltique (neck et dyke massif). Par contre, la forte densité de structures intrusives contraint de fait le relief d'ensemble des versants (replats et contrepentes structuraux, drainage forcé, thalwegs guidés par la structure volcanique) et peut influencer la circulation des eaux en profondeur (dykes).

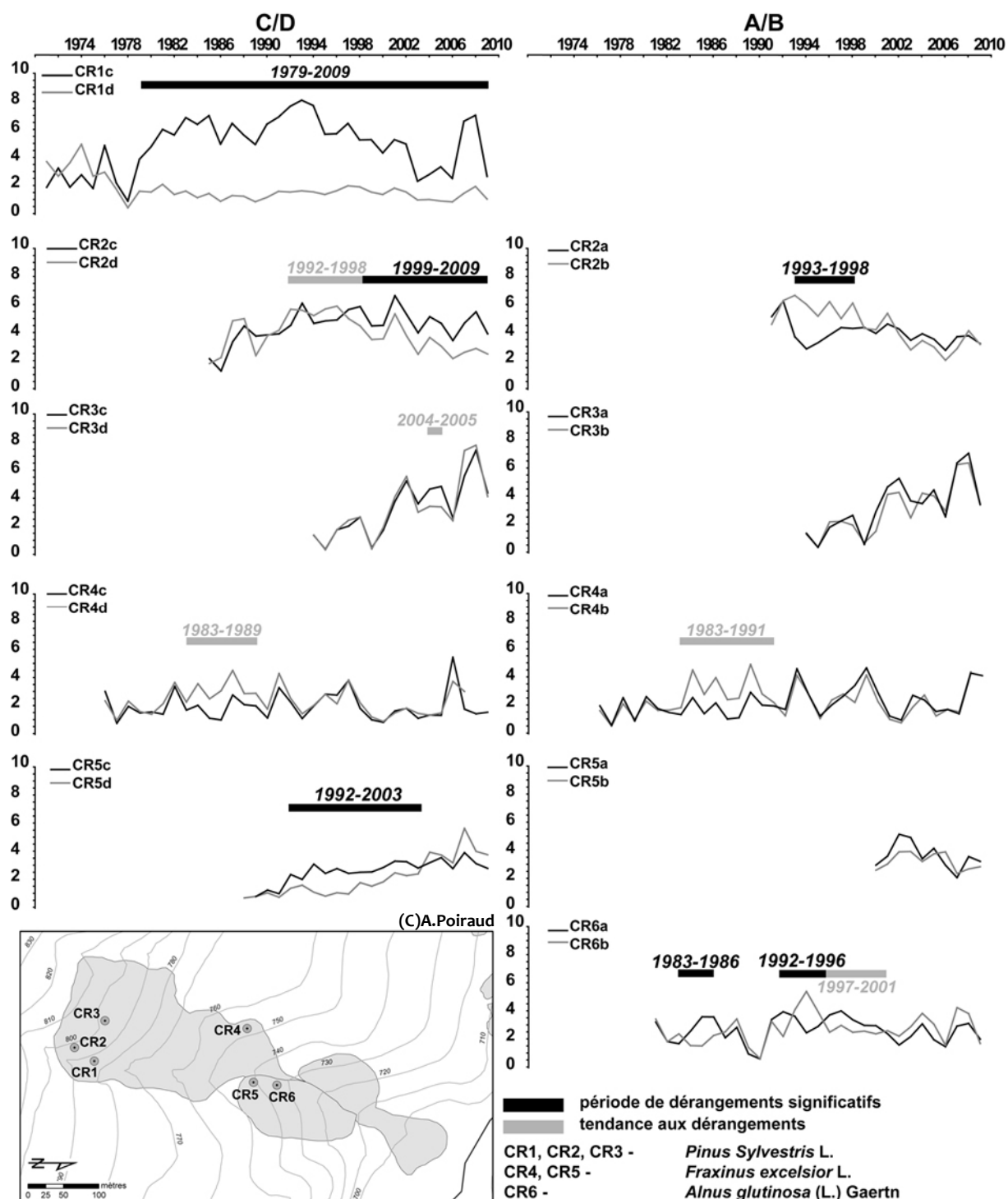


Figure 76 – Croissance des cernes sur les sections CD et AB des 6 arbres échantillonnés sur le complexe 1 du Cros de Brive

En conclusion, ce complexe est essentiellement caractérisé par des déformations lentes des formations superficielles et du régolithe qui peuvent, dans certaines conditions, se modifier vers des formes autres (glissements translationnels, rotationnels). Son évolution progressive est marquée de phases d'activité plus intense *a priori* liée à des événements majeurs moteurs de crises morphologiques (crue centennale ou cinquantenale, précipitations intenses, etc.). Enfin, la dynamique rétrogressive de certains glissements est avérée même si elle reste ténue.

Conclusions du Chapitre 2

L'histoire géomorphologique qu'a connue le bassin du Puy après la fin du Miocène a été marquée par l'important soulèvement tectonique pliocène qui a affecté l'ensemble de la bordure orientale du Massif central. Ce soulèvement a démantelé la surface pontienne, héritée de l'acyclisme et des climats miocènes, et amorcé une vive reprise d'érosion cyclique. Le drain majeur qu'est la Loire a profondément incisé cette surface et, couplé au volcanisme plio-pléistocène, imprimé sa marque aux paysages actuels. Les reliefs inversés et autres formes de déchaussement composent l'essentiel des morphostructures caractérisant le bassin du Puy. Cependant, et nous l'avons montré dans le §2.1.3, la simplicité apparente de ce schéma d'ensemble ne doit pas occulter la diversité des contextes géomorphologiques particuliers qui font toute l'originalité du bassin. Dans un contexte général de réajustement au niveau de base local que constitue le horst de Chaspinhac, l'expression des lithostructures et les héritages des alternances climatiques du Quaternaire offrent des conditions multiples et propices au développement de formes gravitaires variées, tant dans leurs morphologies que dans leurs âges.

Au terme d'un travail d'inventaire développé dans le chapitre suivant et de l'analyse de quelques glissements caractéristiques, nous proposons une typologie locale en 8 types censée recouvrir l'ensemble des formes de glissements rencontrées. Notre première clef d'entrée est l'âge. En effet, la différence entre les glissements hérités d'ampleur qui impriment leur marque à des versants entiers et les glissements actuels qui ne représentent que des épiphénomènes est fondamentale.

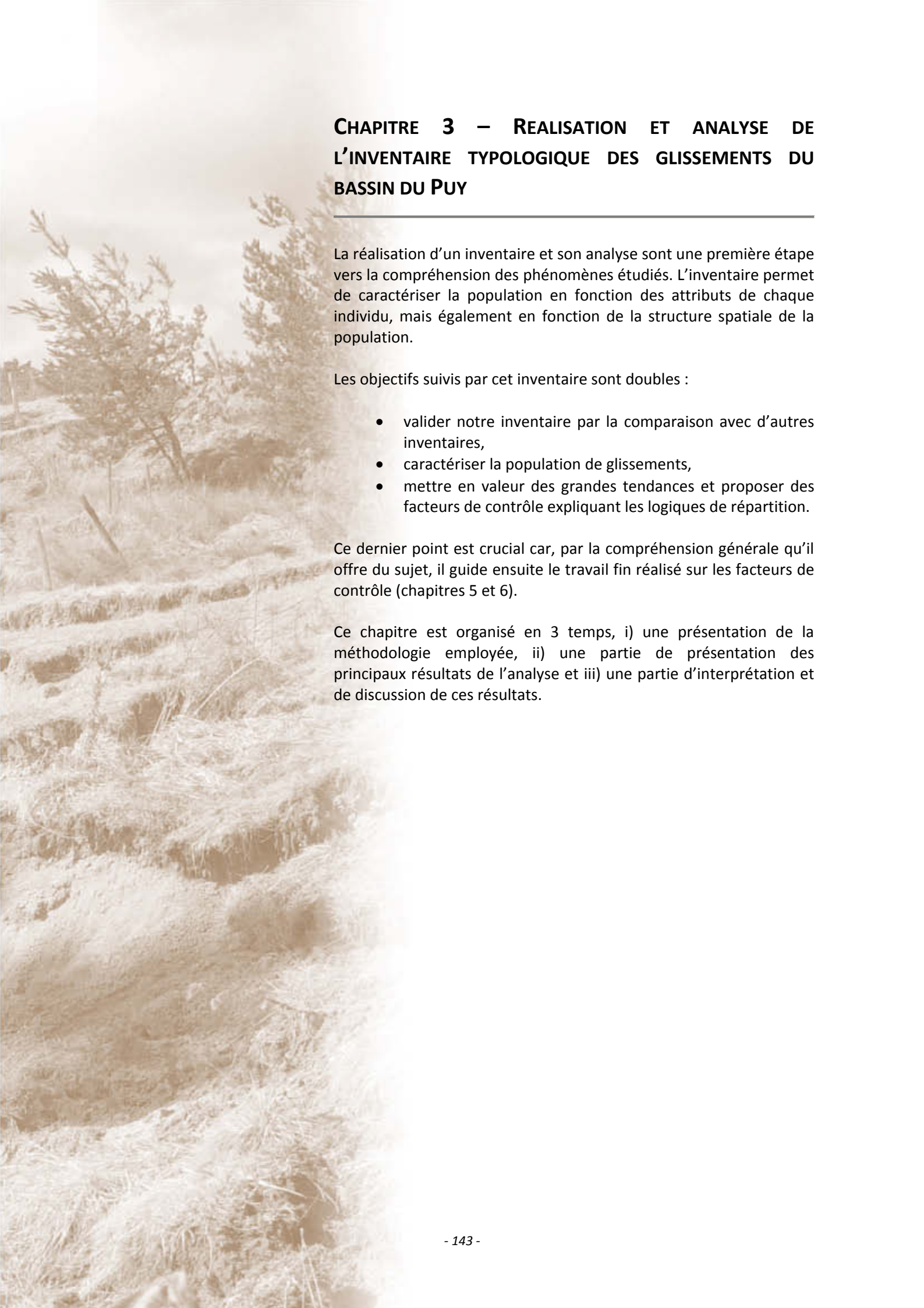
Les glissements anciens présentent 2 formes majeures en fonction de s'ils affectent une bordure de plateau ou de mesa basaltique (complexe de corniche) ou un rebord d'intrusion basaltique déchaussée (complexe de neck). Leur style est majoritairement complexe, combinant des formes de rupture rotationnelle et de fluage dans les parties amont à des reprises de matériaux par des processus solifluidaux dans leurs parties aval, la contemporanéité des processus restant à définir. Les datations obtenues situent ces glissements au Subboréal ou aux interstades précédant le maximum würmien. Ce point sera plus amplement discuté dans le chapitre 6.

Les glissements actuels se distinguent essentiellement par la nature rhéologique des phénomènes. D'un côté, les processus viscoplastiques (solifluxion et fluage) se distinguent par des cinétiques lentes à extrêmement lentes, sensibles aux apports d'eau météorique (100mm/mois dans le cas du Cros de Brive), et des morphologies très perturbées. Malgré cette dynamique lente, le maintien des déformations dans le temps peut impliquer dans certains cas des désagréments importants (glissement de Prada). De l'autre côté, les processus « plastiques » sont reconnaissables par l'existence d'une surface de rupture identifiable et nette et par leur caractère « ponctuel » dans le temps (souvent des événements singuliers). Si la différenciation entre composantes translationnelle et rotationnelle discrimine bien les objets dans ce groupe, le type rotationnel rétrogressif se distingue par une situation mixte, souvent en combinaison avec des processus de fluage. L'amont montre bien des emboîtements de couronnes successives, mais la partie aval fait souvent l'objet de processus solifluidaux surimposés. Ces glissements actuels peuvent être une forme de réactivation d'une partie de glissement ancien remobilisant d'anciennes formations glissées (cas du glissement de Prada ou des réactivations en bordure du glissement de St Vidal).

Si les correspondances avec les typologies officielles sont aisées pour les types rotationnels et translationnels, elles le sont beaucoup moins pour les formes de fluage, solifluxion et le style complexe des glissements anciens. La typologie de Dikau *et al.*, (1996) offre le meilleur compromis entre précision et généralisation et nous permet de rattacher notre typologie locale aux standards

internationaux. Cependant, nous demeurons insatisfait pour le classement des processus de fluage et de solifluxion qui ne décrivent pas bien les processus observés.

Cette typologie a permis de classer et d'organiser l'ensemble des objets inventoriés lors de la phase d'inventaire (chapitre 3). À ce titre, elle demeure un point clef du travail de thèse. L'approche experte utilisée pour édifier cette typologie peut être critiquée. Cependant, et ceci est montré dans l'analyse statistique de l'inventaire (chapitre 3), les groupes de glissements discriminés par certains critères quantitatifs permettent de redéfinir les types présentés dans cette typologie. Le jugement expert et l'analyse quantitative se rejoignent bien...



CHAPITRE 3 – REALISATION ET ANALYSE DE L'INVENTAIRE TYPOLOGIQUE DES GLISSEMENTS DU BASSIN DU PUY

La réalisation d'un inventaire et son analyse sont une première étape vers la compréhension des phénomènes étudiés. L'inventaire permet de caractériser la population en fonction des attributs de chaque individu, mais également en fonction de la structure spatiale de la population.

Les objectifs suivis par cet inventaire sont doubles :

- valider notre inventaire par la comparaison avec d'autres inventaires,
- caractériser la population de glissements,
- mettre en valeur des grandes tendances et proposer des facteurs de contrôle expliquant les logiques de répartition.

Ce dernier point est crucial car, par la compréhension générale qu'il offre du sujet, il guide ensuite le travail fin réalisé sur les facteurs de contrôle (chapitres 5 et 6).

Ce chapitre est organisé en 3 temps, i) une présentation de la méthodologie employée, ii) une partie de présentation des principaux résultats de l'analyse et iii) une partie d'interprétation et de discussion de ces résultats.

3.1. Méthodologie de l'inventaire

La stratégie d'inventaire repose sur une approche classique avec un préinventaire réalisé par des méthodes indirectes, moins gourmandes en temps et structurant par la suite les prospections de terrain. Ce préinventaire a ensuite fait l'objet d'une validation sur le terrain, chaque objet ayant été visité. Il a été complété par les observations de terrain faites directement lors des campagnes de prospection visant entre autres à lever la carte géologique du Monastier et les formations superficielles du bassin du Puy (voir ch.5).

3.1.1. Inventaire indirect

L'inventaire indirect s'est appuyé sur l'exploitation des bases de données existantes (bdmvt, archives du CETE) et un travail de photointerprétation sur image aérienne.

3.1.1.1. Les bases de données existantes

Depuis 1994, le BRGM gère et développe une base de données spatiale recensant l'ensemble des sinistres liés aux aléas gravitaires. Les données sont accessibles à l'adresse <http://www.bdmvt.net/> et mises à jour par l'intermédiaire des Inventaires Départementaux des Mouvements de Terrain. L'inventaire Départemental de la Haute-Loire a été finalisé en 2005 (Renault & Rouzaire, 2005) et la base de données mise en ligne courant 2007. Le recensement des mouvements a été fait à partir de données bibliographiques (rapports d'expertise, études) et d'un questionnaire envoyé à chaque mairie. Les sites recensés ont fait l'objet, pour partie, d'une validation postérieure sur le terrain. Le SR Auvergne du BRGM nous a livré gracieusement la base de données brute géoréférencée couvrant le département de la Haute-Loire.

Notre premier travail a été de trier géographiquement et par type l'ensemble des données. Nous n'avons retenu dans un premier temps que les mouvements inscrits dans la zone d'étude, soit 99 mouvements sur les 200 recensés (près de 50% des mouvements du département sont concentrés sur le seul bassin du Puy). Nous avons ensuite extrait de ce premier tri les « glissements » et « coulées » (pouvant être associé à un glissement en amont) ce qui réduit le nombre de mouvements à 68 (soit 1/3 du total). Neuf doublons ont été éliminés (même événement avec n° de code différent, même événement mais le doublon est positionné sur le barycentre de la commune) ce qui réduit finalement l'inventaire à 59 phénomènes. L'ensemble des opérations a été effectué avec le logiciel SIG Mapinfo®7.5.

Ce premier inventaire est assez pauvre en informations car la typologie est très grossière (glissement et coulée), il n'existe quasiment pas de données morphométriques, les imprécisions sur les dates sont grandes (32% des mouvements précis au mois ou au jour et 61% à l'année) et le géoréférencement est parfois aléatoire (barycentre de la commune, précision kilométrique, etc.). De plus, la prise en compte des seuls mouvements ayant provoqué des sinistres concentre artificiellement les phénomènes dans les secteurs urbanisés et donne une fausse image de la répartition spatiale des phénomènes. Finalement, les informations contenues dans cette base sont incertaines pour notre usage (**fig.77**), ce qui impose leur vérification systématique sur le terrain.

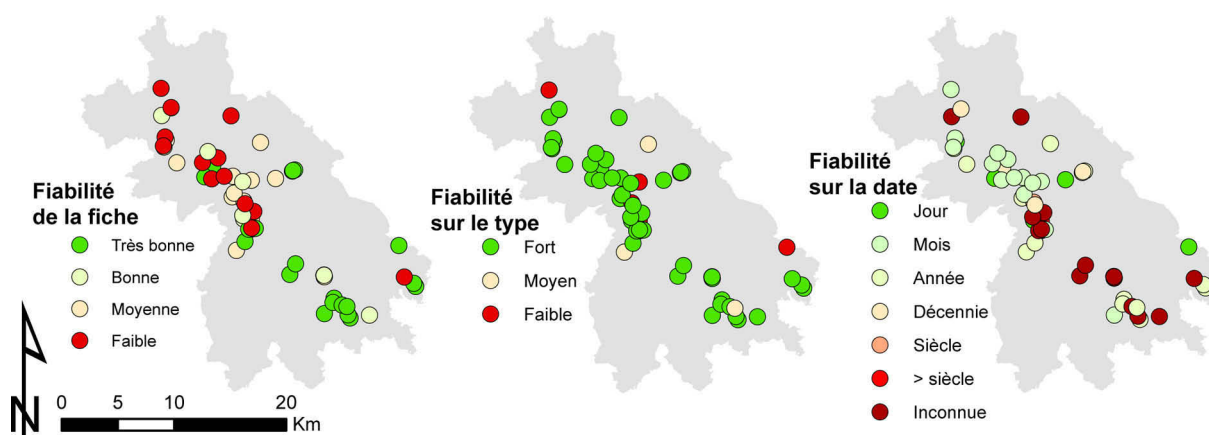


Figure 77 – Fiabilité affichée dans la BDMvt de la fiche dans son ensemble, du type de mouvement décrit et de la date

Le dépouillement des archives du CETE a enrichi la BDMvt pour quelques événements (une dizaine), notamment sur la géométrie interne des glissements (sondages, coupes, profondeur du plan de glissement), le type et parfois sur la cinétique (suivi inclinométrique).

Finalement, la consultation des archives et bases de données existantes a permis d'identifier 59 phénomènes géoréférencés, mais dont la fiabilité très contrastée impose une validation terrain.

3.1.1.2. La photointerprétation

Cette étape se réalise le plus souvent à l'aide de photographies aériennes simples ou de couples stéréoscopiques (voir §1.3.1.1). La zone d'étude couvre une surface de plus de 450km² ce qui nécessitait un budget dont ne nous disposions pas pour l'obtention de couples stéréoscopiques. L'exploitation de la BD Ortho de 1999 était envisageable, mais fournissait un inventaire ne prenant pas en compte les événements de 2003 (nombreux phénomènes enregistrés, voir ch.5). Au vu de ces contraintes, nous avons fait le choix d'utiliser Google Earth® comme support de la photointerprétation. Cette procédure n'a pas fait l'objet de publications auparavant hormis une parue postérieurement à son application lors de la thèse (Costanzo *et al.*, *in press*).

Méthodologie - Google Earth® est un « globe virtuel » avec des images de la terre drapées dessus. Depuis juin 2005, il remplace *Keyhole Earthviewer*® et est disponible en version libre et professionnelle (payante) sur le web. Il utilise une projection cylindrique simple et un plan de référence WGS84 pour sa base d'images (images satellites, photographies aériennes). La vision 3D (2D^{1/2} en réalité) est construite à partir des données SRTM de la NASA (*Shuttle Radar Topography Mission*) à 90m de résolution. Il est possible d'y importer ou d'en exporter des objets vectoriels géoréférencés par l'intermédiaire des formats *.kml* et *.kmz*, lisibles par un SIG comme ArcGIS (*via* le module *ET Geowizard*).

La couverture photographique du bassin du Puy disponible sur Google Earth® est issue des photographies aériennes IGN à 40cm de résolution, prises en 2005 et intégrées depuis l'été 2008 dans les serveurs de l'explorateur. La qualité est bonne, les modelés ressortant bien du fait d'un léger déficit hydrique lors de la prise des images.

Afin de systématiser la recherche, une grille de 4km de côté a été surimposée sur la zone d'étude (fig.78).

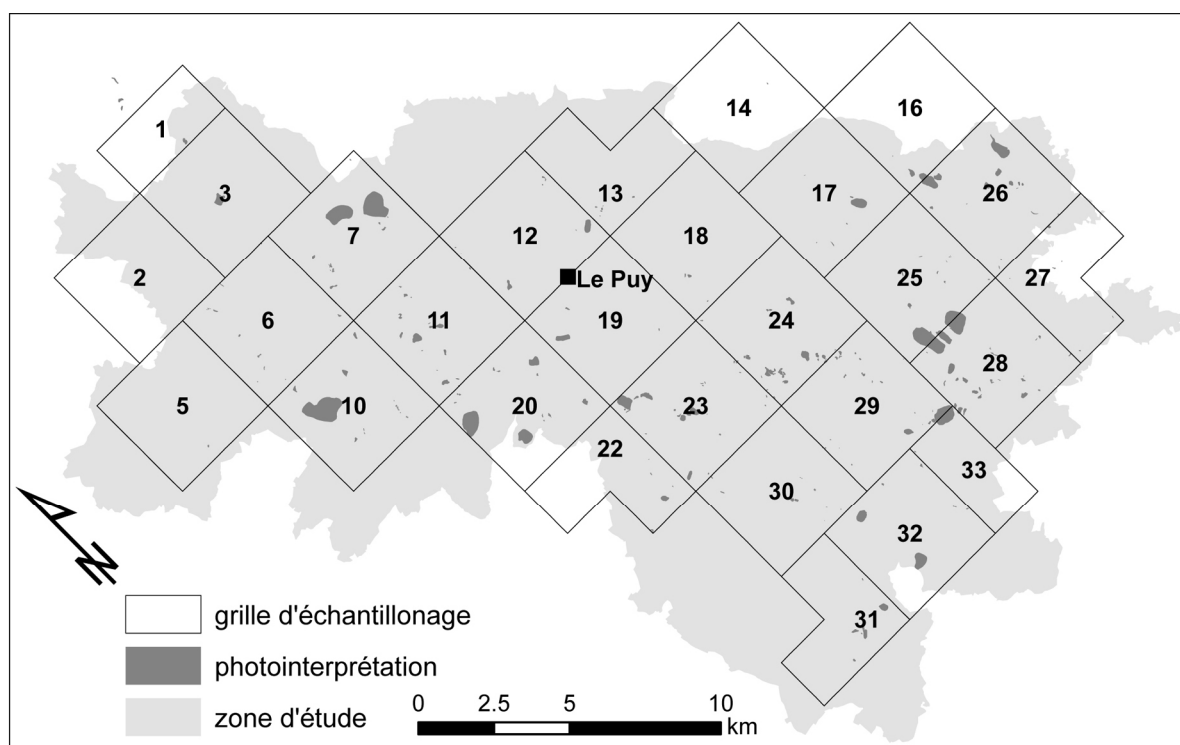


Figure 78 – Carroyage de 16km² appliqué pour guider la photointerprétation et objets photointerprétés

Chaque carré a été inspecté visuellement par un balayage vertical. Les zones laissant présager un mouvement (texturage important, importantes variations de couleurs, sol nu, zone humide, etc.) ont chacune été digitalisées sur Google Earth®, le fichier *.kml* étant ensuite transféré vers le logiciel ArcGIS 9.1 pour traitement.

Résultats - 265 objets ont ainsi été cartographiés sur l'ensemble de la zone d'étude. La validation par le terrain a confirmé 134 objets ($\approx 50\%$, vrais positifs), en a infirmé 117 ($\approx 44\%$) et 14 ($\approx 6\%$) n'ont pas pu être interprétés (**fig.79.1**). L'impossibilité d'interpréter ces objets est pour partie due à des difficultés liées au terrain (mauvaise visibilité ou inaccessibilité) mais également aux limites de l'approche experte pour des cas complexes qui nécessitent de plus amples investigations (**fig.79.2**). Les formes infirmées sont des erreurs de photointerprétation liées majoritairement (88%, **fig.79.3** et **80**) à une mauvaise lecture des modelés lithostructuraux (surface de socle, bordure de coulée, etc.), des formes liées à la végétation (chablis, embroussaillement, zone humide, etc.) et des formes anthropiques (impact du bétail, talus artificiels, décharges sauvages, etc.). Ces résultats se rapprochent de ceux présentés dans le **tableau 1** (voir §1.3.1.1) où les taux de vrais positifs oscillent entre 50 et 70% dans le meilleur des cas. L'absence de la stéréoscopie n'est pas remplacée par la vision 3D de Google Earth®, trop grossière, et limite les possibilités d'interprétation qui ne peuvent se baser que sur la couleur et la texture de l'image. Enfin, les grands glissements sont mieux repérés que les petits (**fig.79.4**) et les problèmes d'interprétation touchent des glissements de taille variée avec une prédominance pour les grands glissements complexes.

L'outil Google Earth® s'avère intéressant pour réaliser un préinventaire par photointerprétation à condition que la résolution des images disponibles soit bonne et que l'interprète ait déjà une connaissance de la zone. Le taux de vrais positifs de 50% est acceptable pour un premier essai et la compatibilité avec les SIG via les fichiers *.kml* et *.kmz* permettant une intégration rapide dans les SIG en fait un outil souple. Les possibilités de vision stéréoscopique à partir des images Google Earth® se développent désormais sur le web, permettant de suppléer à ce défaut (par exemple le logiciel

Stereo GE Browser® par Suto & Sykes, 2009) et d’avoir, en même temps, un accès libre à de nombreuses données sur de grands espaces.

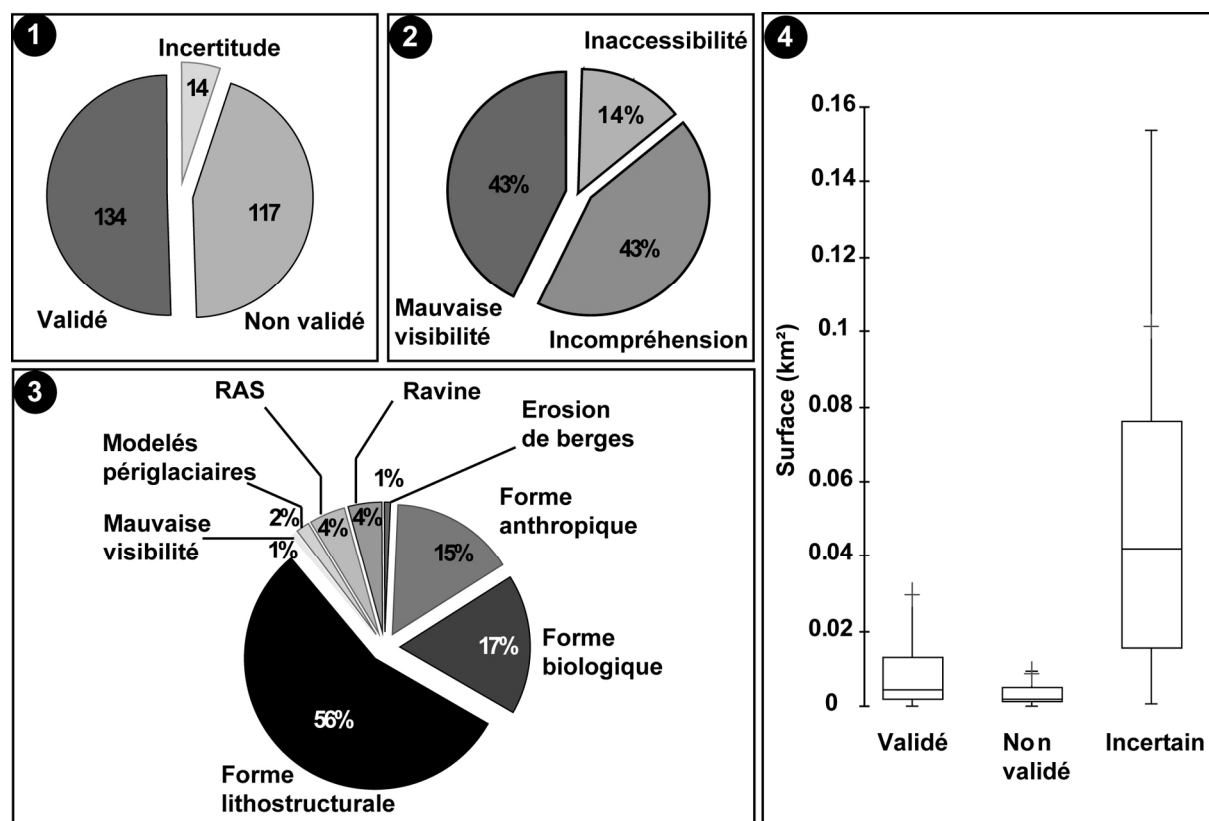


Figure 79 – Qualité de la photointerprétation. 1) répartition de la validation par le terrain ; 2) causes de l’incertitude pour les objets non interprétés ; 3) causes des erreurs de photointerprétation pour les objets non validés ; 4) répartition des tailles des objets par type de validation

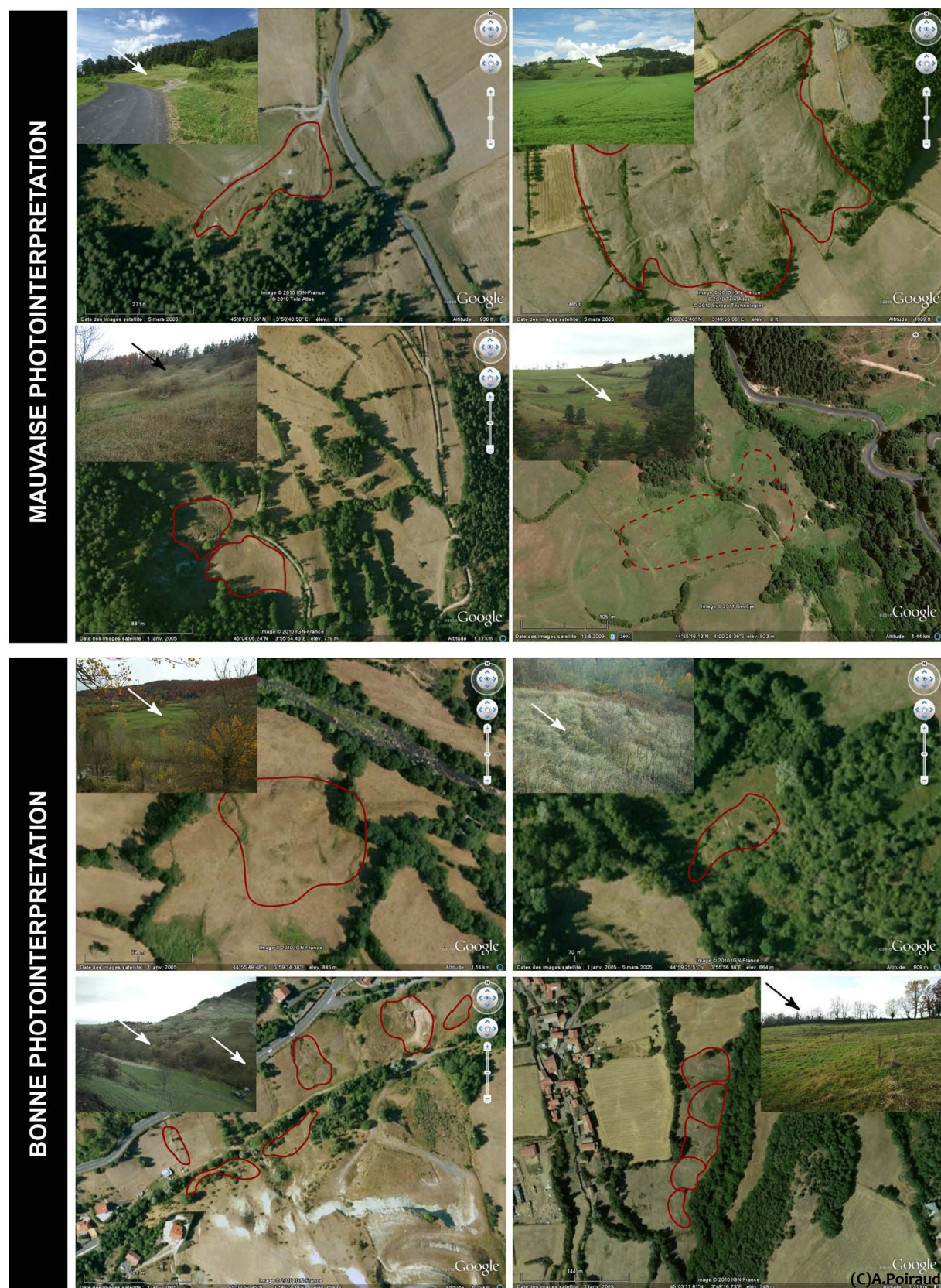


Figure 80 – Exemples de cas de photointerprétation. De gauche à droite et de haut en bas : Mauvaise photointerprétation - anciens ravinements revégétalisés, affleurement de socle raviné, ancienne zone de badlands revégétalisée, coulée de solifluxion non visible sur image satellite / Bonne photointerprétation – zone de fluage, glissement superficiel rétrogressif, solifluxion, zone de fluage

3.1.2. Inventaire direct

L'inventaire direct s'est déroulé en 2 phases. La première a été couplée avec les prospections pour la cartographie géologique et les formations superficielles et la seconde concernait la validation de l'inventaire indirect. Au total, l'inventaire direct et les prospections géologiques ont représenté plus d'une année de travail cumulé.

Phase 1 – avec pour objectif final la modélisation spatiale de l'aléa à une échelle fine, il a fallu revoir les contours géologiques dessinés au 1/50000 pour les repréciser à une échelle plus grande. De plus, la carte du Monastier n'existant pas, il a été nécessaire de lever les terrains présentant une grande susceptibilité aux glissements (voir ch.5). La modélisation portant sur la partie sud-est du bassin, l'ensemble de cette zone a été parcourue à pied. Afin de systématiser la démarche, un carroyage de 2km de côté (4km² de surface, **fig.81**) a été créé.

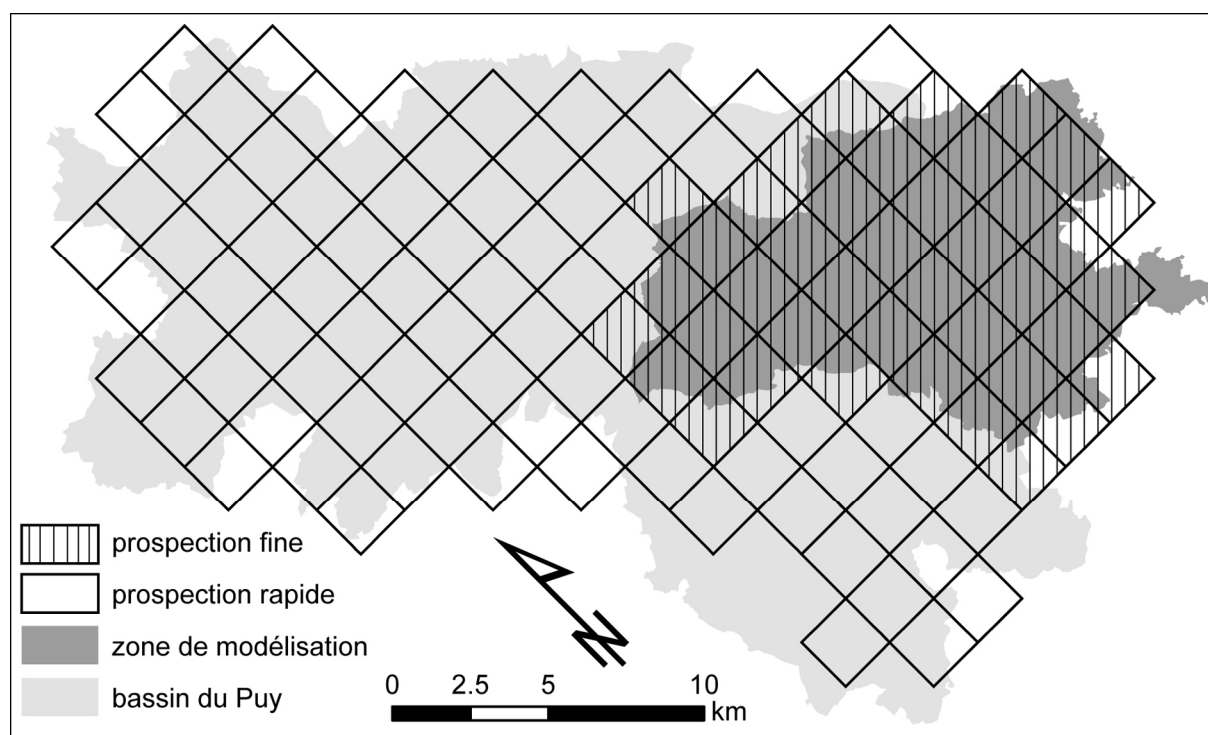


Figure 81 – Carroyage de 4km² utilisé pour la prospection de terrain

La prospection fine a consisté à parcourir l'ensemble du carré de 4km², à pied, et à reporter sur une photographie aérienne imprimée au 1/10000 :

- les contacts géologiques majeurs (base des coulées, contacts stratigraphiques, etc.),
- les affleurements pertinents (faciès caractéristique ou original, etc.),
- le type de formation sédimentaire (étage stratigraphique et faciès),
- les formations superficielles et les coupes exploitables,
- les mouvements de terrain,
- les dégâts aux infrastructures.

La prospection rapide a permis d'acquérir les mêmes informations sans parcourir entièrement les 4km² de chaque carré, les observations étant ciblées sur des anomalies repérées sur cartes (topographiques, géologiques) et sur les zones déjà cartographiées en aléa moyen à très fort par les études techniques précédentes (Restituto *et al.*, 1990 ; CETE, 2000a, 2000b). Chaque observation a

été pointée sur la photographie aérienne, venant ensuite alimenter la base de données géoréférencée.

La prospection fine a pris environ 45 jours pour 40 carrés, soit quasiment 4km²/homme/jour tandis que la prospection rapide a occupé près de 40 jours pour 76 carrés, soit un peu moins de 8km²/homme/jour.

Phase 2 – cette phase était uniquement ciblée sur la vérification de l'ensemble des objets du préinventaire, réunissant les données issues de la photointerprétation ainsi que les données issues de la BDMvt « épurée ». Chacun des 265 + 59 objets cartographiés a fait l'objet d'une visite de terrain afin de valider ou non l'existence d'un glissement, et, le cas échéant, de renseigner la fiche signalétique prévue à cet effet (voir § suivant). Cette vérification a pris 30 jours, soit 10 à 11 objets/homme/jour. Au terme de cette phase, nous avons retenu dans l'inventaire 212 objets.

3.1.3. Structuration de la base de données géoréférencée

Les glissements ont été renseignés sur le terrain (puis au laboratoire pour les dimensions) dans une fiche signalétique type comprenant les informations suivantes :

- n° d'identifiant (de 1 à *n*),
- type de glissement (selon le référentiel local, voir §2.3.1),
- matériaux affectés,
- type d'activité,
- cinétique estimée,
- date présumée,
- période présumée,
- données morphométriques,
- degré de certitude des renseignements.
- observations (libre)

Le type de glissement est basé sur la typologie locale développée au second chapitre (**fig.46**, §2.3.1.). Sur le terrain, l'application de la typologie fut relativement aisée pour les glissements récents (glissements simples et couvrant une surface modeste) tandis qu'elle fut parfois problématique pour les glissements anciens. En effet, l'effacement des formes avec le temps a rendu difficile la lecture des morphologies et la complexité des structures volcaniques compliquait souvent la détermination d'une forme structurale ou d'une forme liée à un glissement. Ce problème avait déjà été évoqué pour la validation de la photointerprétation dans le cas des grands glissements complexes qui sont en majorité des formes héritées.

Le type de matériau affecté est indicatif et correspond à la tranche de terrain glissé. N'ayant pas toujours une idée précise de la profondeur du glissement et des formations superficielles, ce sont essentiellement les terrains géologiques qui ont été renseignés à ce stade. Dans le cas des glissements inclus dans la zone de modélisation (bassin de risque), cette donnée est extraite à partir de la base SIG.

Les informations concernant la temporalité des glissements sont basées sur les classifications de Flageollet (1996) pour la période et le type d'activité et de Cruden & Varnes (1996) pour la cinétique. Ces indices n'étant pas toujours évidents à estimer, nous avons procédé par classes. La cinétique est estimée en fonction de l'analogie de forme et de vitesse repérée sur les glissements pour lesquels un suivi cinétique a été opéré, de la fraîcheur des cicatrices, de la déformation des troncs, etc. L'objectif était surtout de différencier des glissements ayant des comportements très différents (extrêmement

lent à lent vs. rapide à extrêmement rapide). Le type d'activité est souvent corrélé au type de glissement. Les glissements anciens sont pour la plupart stabilisés ou dormants tandis que les processus de fluage ou de solifluxion ont tendance à être saisonniers ou intermittents. Les glissements simples avec rupture sont souvent singuliers. Enfin, la période a été renseignée sans problème dès lors que la date de l'événement était connue (environ 1/3 des glissements avec des précisions variables). Quand ce n'était pas le cas, l'ampleur du glissement et la fraîcheur des formes ont guidé le choix (glissement ancien si grande taille et formes émoussées et récent historique si petite taille et formes fraîches).

Les données morphométriques retenues sont simples : longueur planimétrique, largeur planimétrique, altitude maxi, mini et moyenne, surface planimétrique et profondeur pour les données brutes. Elles sont complétées avec des données dérivées : coefficient de forme, dénivellation, H/D et volume. Les données de longueur, largeur, altitudes et surface ont été mesurées manuellement ou automatiquement dans le SIG (Mapinfo®7.5) à l'échelle 1/2000. La longueur mesurée est la plus longue distance entre le sommet du glissement et son pied en suivant l'axe de plus grande pente. La largeur est considérée comme la plus longue distance perpendiculaire à la pente située dans la zone de départ. La surface calculée par le SIG est une surface sphérique. La profondeur a été mesurée directement sur le terrain si c'était possible, sinon estimée par classe ([0-1] ;]1-2] ;]2-5] ; > 5m) à l'aide des coupes présentes, de la profondeur des escarpements ou fissures, de la hauteur des loupes, etc. La formule du coefficient de forme est modifiée afin de centrer le barycentre des valeurs sur 0. Il correspond à (13) :

$$Cf = \ln\left(\frac{L}{l}\right) \quad (13)$$

avec L , longueur en mètre et l , largeur en mètre. Si $Cf > 0$, la forme du glissement tend à s'allonger dans le sens de la pente, si $Cf < 0$, le glissement s'élargit perpendiculairement à la pente, si $Cf \approx 0$, le glissement tend à avoir une forme circulaire.

À l'instar de la BDMvt, il a été jugé pertinent de noter la qualité des informations caractérisant chaque phénomène inclut dans la base de données (fig.82).

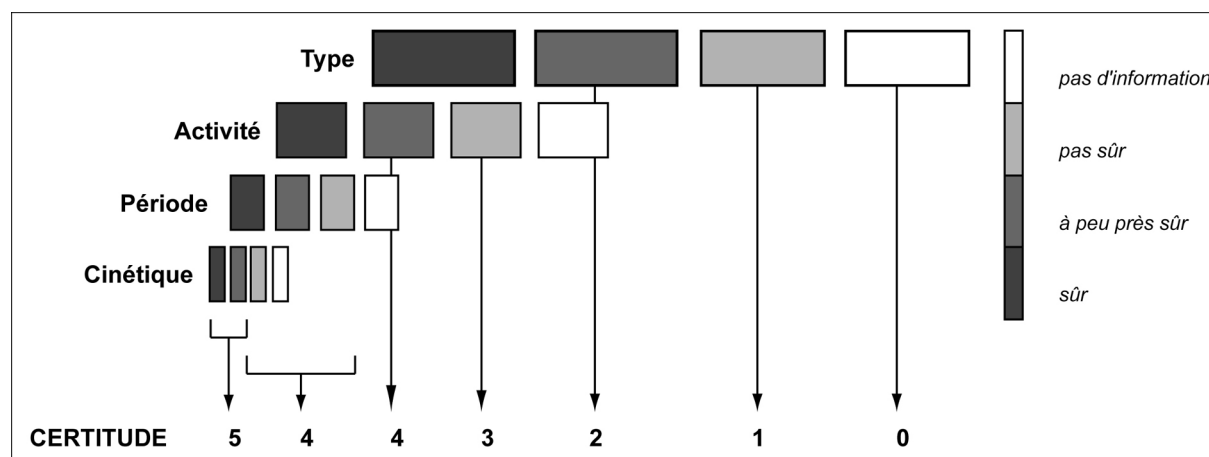


Figure 82 – Procédure de notation du niveau de certitude des informations

Le premier niveau de certitude concerne le type de glissement. Il est nécessaire d'être « à peu près sûr » du type pour passer au critère suivant qui est l'activité. Pour ce second critère, il faut être « à peu près sûr » pour passer au troisième critère qui est la période, etc. « Pas d'information » signifie qu'il y a absence de toute information, « pas sûr », que les informations disponibles sont

insuffisantes pour établir un diagnostic sûr, « à peu près sûr », que le diagnostic est acceptable mais demande des investigations plus lourdes pour le préciser, et « sûr », qu'il n'y a aucun doute sur le diagnostic final. On le voit, la notation est sévère, car un type « à peu près sûr » ne donne une certitude que de 2/5. La limite d'acceptabilité pour incorporer le processus de modélisation est fixée à 3/5, ce qui impose une information sur le type qui soit quasiment certaine et au moins une information sur l'activité qui soit étayée d'indices de terrain.

Enfin, les observations libres comprennent la description de la morphologie du mouvement, de son contexte géologique et topographique, de particularités, etc. Il n'existe pas de canevas préconçus, l'idée de cette rubrique étant de recueillir de l'information qualitative.

3.2. Résultats

L'analyse statistique de l'inventaire est une première étape permettant de tirer des informations descriptives (statistiques descriptives) et fréquentielles. Elle a pour but de caractériser les glissements dans leur ensemble. Dans un second temps, nous testerons la typologie employée avec les variables morphométriques afin de voir s'il existe des corrélations entre type et morphométrie. Enfin, l'analyse spatiale tâchera de décrypter les logiques de répartition spatiale des glissements de terrain dans le bassin du Puy, première étape avant d'analyser plus finement les facteurs contrôlant la disposition des glissements dans le bassin.

3.2.1. Analyse statistique descriptive

Parmi les 212 glissements inventoriés, 176 ont été retenus pour l'analyse (certitude ≥ 3). La surface totale de 633 ha représente 1.4% de la surface totale de la zone d'étude. L'analyse des variables nominales est présentée dans la **figure 83**.

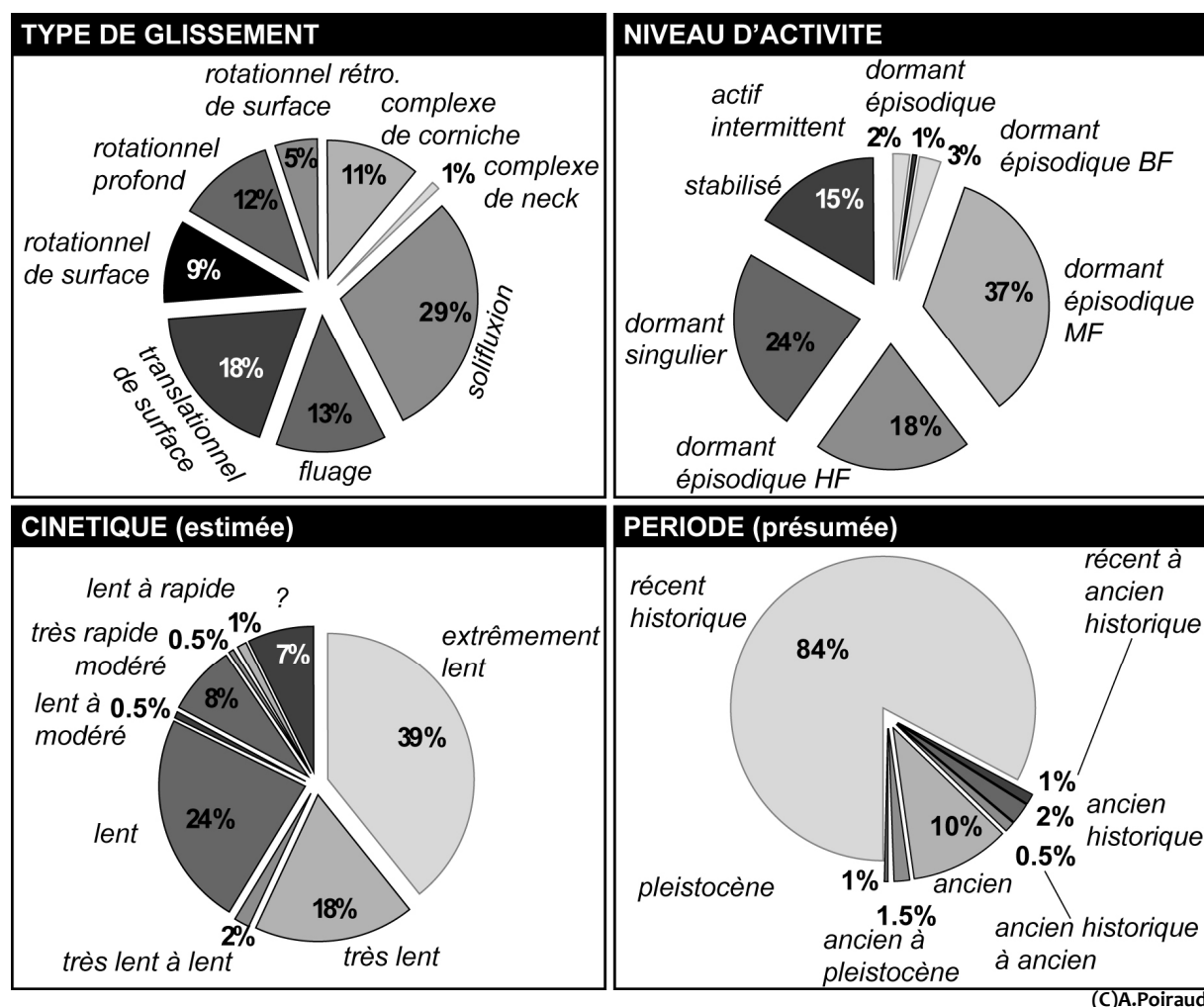
Les phénomènes de déformation lente (solifluxion, fluage) et les glissements avec rupture sont équitablement représentés (respectivement 42% et 44%) avec une prédominance des phénomènes superficiels (61% du total soit plus de 70% des phénomènes actuels). Les glissements anciens représentent 12% du total des glissements inventoriés et sont donc minoritaires.

La plupart des phénomènes sont dormants (83%), mais avec de grandes variations concernant la fréquence des réactivations possibles. Les glissements stabilisés (15%) concernent essentiellement les glissements anciens (92% des glissements anciens sont stabilisés représentant 73% de l'ensemble des glissements stabilisés) et quelques glissements rotationnels profonds. Les glissements actifs sont rares (2%), en tout cas les possibilités de connaître les variations d'activité ne sont pas suffisantes pour évaluer réellement le niveau d'activité des phénomènes (dégâts visibles sur infrastructures, limitant la connaissance des phénomènes situés en « pleine nature »). Ce chiffre est donc à considérer comme une estimation basse.

Plus de 80% des phénomènes sont estimés comme lents à extrêmement lents (dont plus de 1/3 d'extrêmement lents). Là encore, la cinétique des glissements anciens étant difficile à estimer, la fourchette des glissements modérés à très rapides est certainement basse. Pour près de 7% des glissements inventoriés, il a été impossible d'estimer la classe de vitesse. Cette variable est délicate à approfondir du fait des imprécisions entourant son estimation. Nous préférons retenir qu'en majorité, les glissements du Puy sont des glissements lents à extrêmement lents (de l'ordre de quelques mm à quelques dizaines de cm/an), mais qu'il peut y avoir ponctuellement des

phénomènes brutaux et violents (cas du glissement du Chambon) sous certaines conditions particulières.

Un peu moins de 13% des glissements sont considérés comme pléistocènes à holocènes tandis que 84% des mouvements inventoriés sont récents historiques (0-200 ans). Pour 4% des objets, il existe une certaine difficulté de classement dans le continuum historique (200-3000 ans), une plus grande précision exigeant un travail d'historien.



(C)A.Poiraud

Figure 83 – Statistiques descriptives des variables nominales (fréquence)

Les variables morphométriques simples tentent de renseigner un peu plus sur les caractères physiques de ces formes (fig.84).

Un peu plus de la moitié (54%) des objets a une profondeur inférieure à 2m et est qualifiée de superficielle voire d'épidermique. Ceci recoupe bien la typologie et l'intérêt de différencier les glissements superficiels des glissements profonds. Par contre, l'existence d'un petit groupe de glissements profonds à très profonds ($\geq 10m$, 15% de l'inventaire) « tire » la moyenne à presque 4m, faussant de fait la signification de cette valeur (coefficient de variation > 1). La distribution se rapproche d'une loi log-normale.

La surface moyenne de 3.7ha cache également le fait que 50% des glissements ont une surface $\leq 0.4ha$ et que presque 70% des glissements couvrent moins de 1 ha. Nous le verrons par la suite, la répartition des surfaces suit une fonction puissance, 10% des glissements représentant presque 80%

de la surface totale cumulée des glissements de l'inventaire. La majorité des glissements sont donc des petits objets (< 1ha), les quelques glissements importants étant de très gros objets.

La longueur et la largeur sont corrélées entre elles selon une fonction puissance ($r^2 = 0.71$) et leurs distributions suivent une loi log-normale (test de Kolmogorov-Smirnov positif, respectivement p -value = 0.585 et 0.973 pour $\alpha = 0.05$) et sont équivalentes. Les médianes avoisinent les 70m pour les 2 dimensions tandis que les moyennes atteignent respectivement 150 et 130m. Près de 75% des individus sont regroupés dans des gammes de valeurs inférieures à la moyenne.

Le Coefficient de forme modifié (C_f) présente une distribution proche de la normalité (pour un $\alpha = 0.05$, la p -value = 0.087 avec le test de Kolmogorov-Smirnov – *test positif* – et p -value = 0.004 avec le test de Shapiro-Wilkins – *test négatif*). Un peu moins de 8% des glissements ont une forme pseudo-circulaire (C_f appartient à l'intervalle [-0.1 ; 0.1]) tandis que 25% des objets sont ovoïdes transversalement à la pente. La majorité des objets (67%) présente une forme allongée dans le sens de la pente.

La distribution de la dénivellation suit une loi log-normale (le test de Kolmogorov-Smirnov donne une p -value de 0.657 pour un $\alpha = 0.05$). La médiane (16m) est très décalée par rapport à la moyenne (30m), 70% des glissements ayant une dénivellation inférieure à cette valeur.

La variable 'volume' suit une fonction puissance comme la surface. Les glissements sont majoritairement de petit volume (50% inférieurs à 8800 m³), mais la variabilité est importante (facteur 10⁶), 10% des glissements cumulant près de 90% du volume total affecté.

La distribution des valeurs de H/L suit visuellement une loi log-normale mais le test de Kolmogorov-Smirnov ne le confirme pas (p -value < 0.001 avec $\alpha = 0.05$). La médiane est à 0.21 et 80% des glissements ont un $H/L \leq 0.3$ ce qui représente un angle de friction apparent relativement bas $\leq 17^\circ$ (voir §3.2.3)

Echantillon*	Minimum	Maximum	1er Quartile	Médiane	3ème Quartile	Moyenne	Ecart-type (n)
Profondeur (m)	0.4	20.0	1.0	2.0	5.0	3.9	4.1
Surface (ha)	0.0	72.5	0.1	0.4	1.4	3.7	10.5
Longueur L (m)	3.4	1040.0	36.6	72.5	136.8	148.4	206.2
Largeur l (m)	3.0	1270.0	31.6	70.8	148.0	129.4	178.2
Cf	-2.0	1.6	-0.3	0.2	0.5	0.1	0.6
Dénivellation H (m)	0.3	183.0	7.9	15.5	34.8	29.7	37.7
Volume (m3)	13.1	14 502 260	1 608	8 853	49 776	451 432	1 649 062
H/L	0.0	1.6	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2

* 176 objets

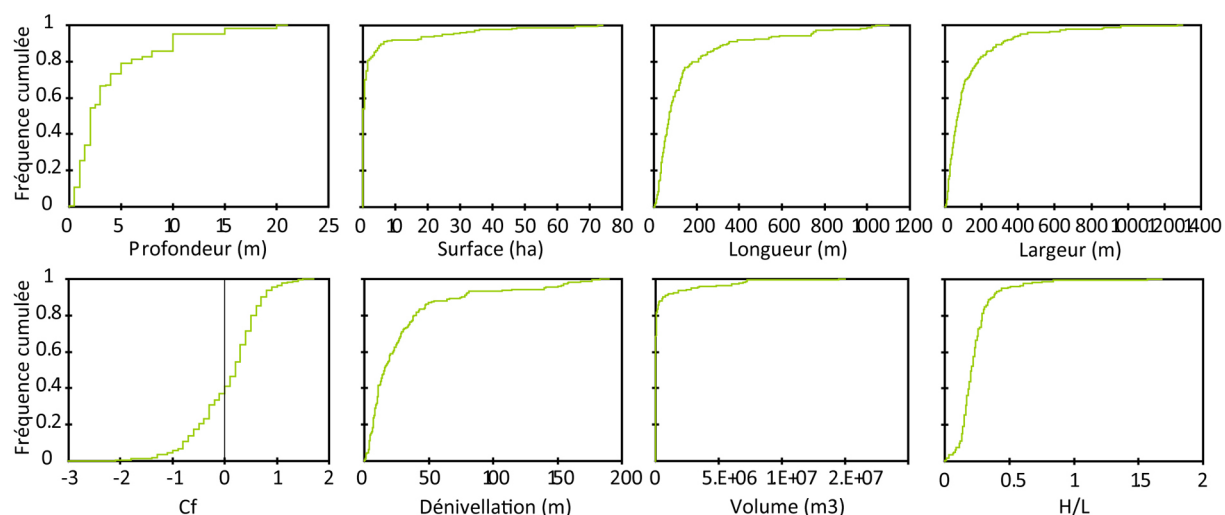


Figure 84 – Statistiques descriptives des variables morphométriques. En haut, tableau synthétique. En bas, graphiques des fréquences cumulées de chaque variable

3.2.2. Analyse statistique fréquentielle

L'analyse fréquentielle de la surface et du volume renseigne sur la structure dimensionnelle de la population. La courbe magnitude/fréquence de l'inventaire du Puy (**fig.85**) admet que le nombre de glissements correspond à la fréquence d'événements qui se sont déroulés au cours d'une période égale à l'âge du plus vieux glissement. Nous sommes donc dans le cadre d'un inventaire historique dont on admet le caractère incomplet.

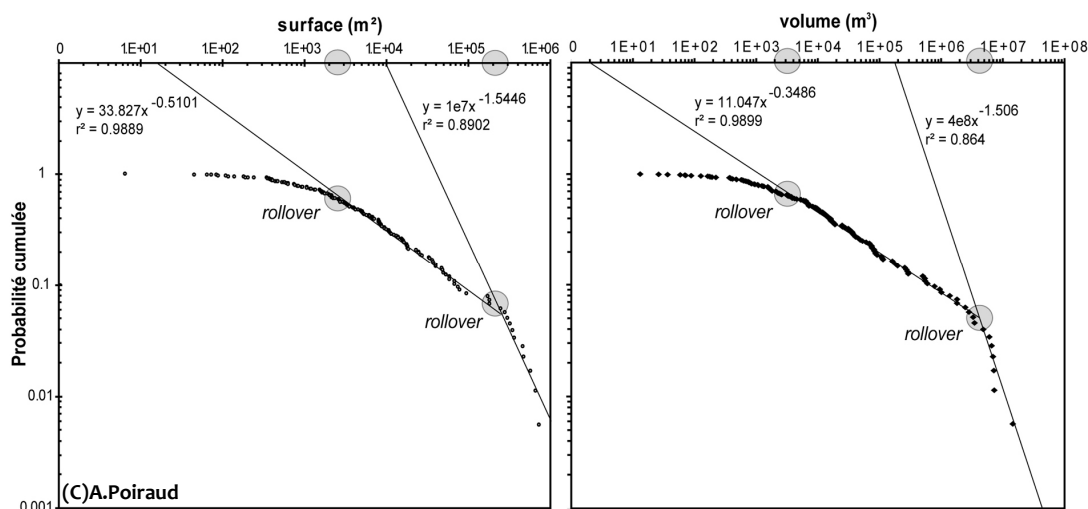


Figure 85 – Relation magnitude/fréquence de l'inventaire du Puy. À gauche, relation avec la surface, à droite, relation avec le volume

Relation magnitude/fréquence pour la surface - la partie basse de la courbe magnitude/fréquence (**fig.85** gauche) peut être ajustée au moyen d'une fonction puissance de $\beta \approx -1.54$. Un changement net de pente et de forme de la courbe (*rollover*) est observé au seuil de $2^{\circ}5\text{m}^2$. Ce seuil surfacique sépare l'inventaire en 2 groupes, le groupe ayant une surface supérieure étant uniquement composé d'anciens glissements. Un second ajustement peut être réalisé pour les intervalles de surface $[2\text{e}3 ; 2\text{e}5] \text{ m}^2$ avec une fonction puissance de $\beta \approx -0.51$. Ce second groupe est composé de glissements actuels avec, en limite basse, quelques glissements anciens. Une seconde rupture de la pente (second *rollover*) à $2000/3000\text{m}^2$ marque un troisième groupe composé de glissements de très petites surfaces, essentiellement translationnels ou plastiques superficiels. Les valeurs de β marquent une limitation de la taille des phénomènes liés à des facteurs qui peuvent être multiples. En ce sens, ils synthétisent une complexité physique déterminant la taille des phénomènes. Pour le bassin du Puy, nous considérons donc l'existence de 2 seuils surfaciques, un marquant la limitation surfacique des glissements anciens ($\beta = -1.54$) et le second, marquant la limitation surfacique des glissements actuels ($\beta = -0.51$). Les facteurs explicatifs sont abordés au § 3.3.2.

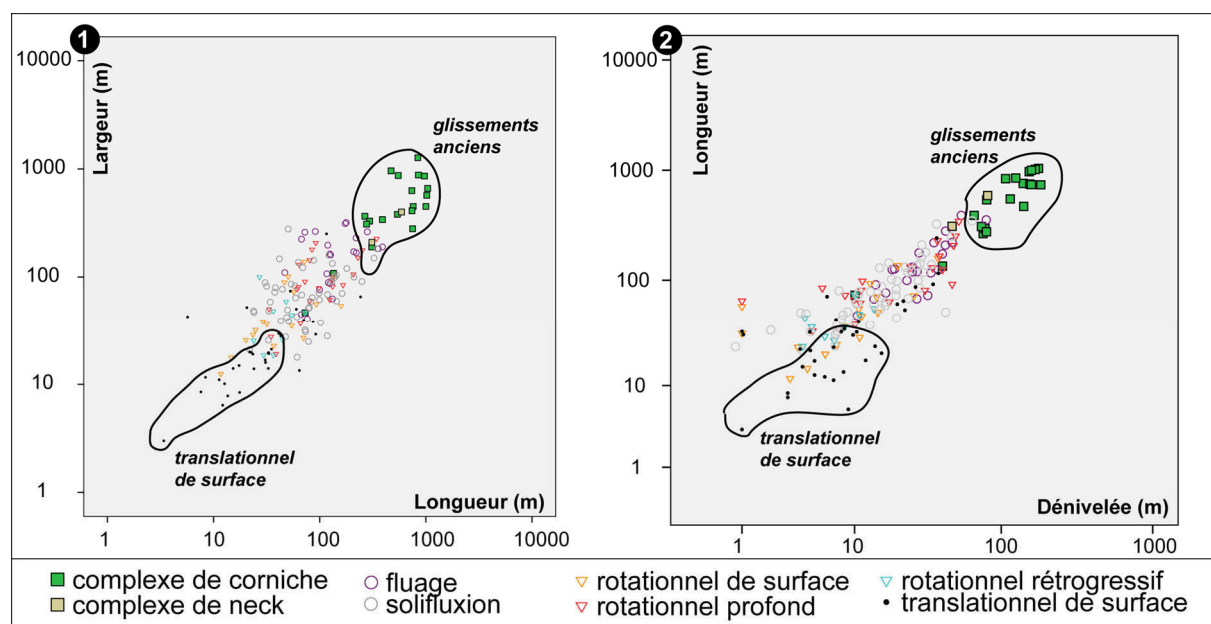
Relation magnitude/fréquence pour le volume – cette relation suit le même schéma que pour la surface avec une courbe en 3 parties. La partie basse concentre les glissements anciens et est ajustée par une fonction puissance de $\beta \approx -1.51$, exposant très similaire à celui trouvé pour la surface. Le premier changement de pente s'opère entre 4 et $5^{\circ}6\text{m}^3$. À partir de cette limite, un second ajustement peut être fait avec une fonction puissance de $\beta \approx -0.35$, valeur restant proche de celle trouvée pour le second ajustement fait pour la surface. La troisième et dernière partie se situe à des volumes inférieurs à $2000/5000\text{m}^3$ rassemblant essentiellement les glissements superficiels avec rupture.

3.2.3. Relations entre morphométrie et type de glissement

Le croisement des variables morphométriques avec les types distingués a pour objectif de répondre à la question du rapport entre type et morphométrie.

3.2.3.1. Les analyses bivariées

Les analyses bivariées entre longueur/largeur et longueur/dénivelée (H/L) permettent de discriminer 3 groupes et de distinguer grossièrement quelques types (**fig.86**). Dans les 2 cas, les glissements anciens (complexes de corniche et de neck) s'individualisent nettement au-delà de longueurs $>250/300\text{m}$ et des largeurs $>100\text{m}$. Les glissements translationnels, dans une moindre mesure, tendent également à s'individualiser en dessous de longueurs $<40\text{m}$ et des largeurs $<30\text{m}$. Entre ces 2 extrémités, on ne distingue pas de groupe précis. La dénivelée discrimine également très bien les glissements anciens ($H >70\text{m}$) et, dans une moindre mesure, les glissements translationnels ($H <15\text{m}$). Cette première approche confirme la différenciation de taille entre les glissements anciens et actuels et recoupe les connaissances acquises avec les analyses fréquentielles et descriptives. A noter que l'ensemble des glissements se situe entre des H/L compris entre 0.13 et 0.5.



(C)A.Poiraud

Figure 86 – Relation bivariable entre dimensions selon le type de glissement. 1) relation longueur/largeur ; 2) relation dénivelée/longueur

La projection des couples (*surface* ; *profondeur*) sur un graphique log-log permet de mieux discriminer les principales familles de mouvement (**fig.87.1**).

Les glissements anciens sont discriminés par leur taille >5ha et accessoirement leur profondeur >8m. Par contre, aucune distinction n'est possible au-delà de ce détail, le contexte morphostructural ne trouvant pas d'expression dans la morphométrie. Les processus viscoplastiques (fluage et solifluxion) sont relativement bien séparés des glissements à composante rotationnelle par une limite morphométrique traduite par une fonction puissance associant la profondeur à la surface et de valeur $\beta = 0.5013$. Ces 2 familles de glissements sont comprises dans un intervalle de surface entre 0.05 et 5ha. Enfin, de taille inférieure à 0.05ha et accessoirement de profondeur <2m, les glissements translationnels de surface se détachent dans la partie basse du graphique. La sectorisation de ce dernier groupe n'est cependant pas très bonne car il existe de nombreux individus « résiduels » dans les groupes « rotationnel » et « fluage/solifluxion ».

Cette relation surface/profondeur permet de proposer une première classification morphologique liant les types « expert » avec leurs caractéristiques morphologiques (**fig.87.2**).

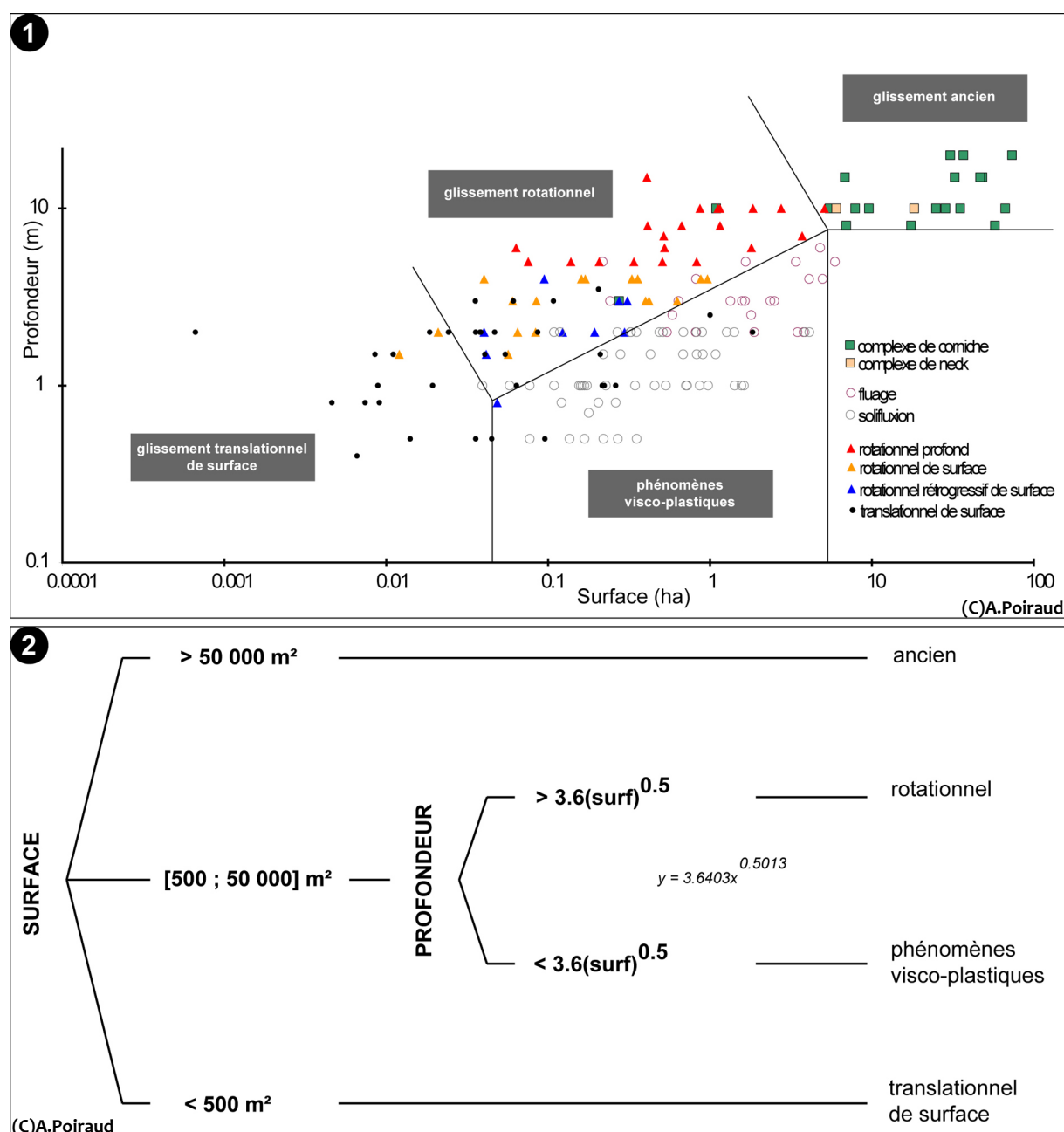


Figure 87 – Relation type et surface/profondeur. 1) Répartition des glissements en fonction de leur surface et de leur profondeur. 2) correspondance entre les types « expert » et les types « morphologiques »

La relation entre le C_f et le H/L permet de voir s'il existe des différences de géométrie/forme selon les types (notamment si la taille influe sur la forme générale du glissement). La corrélation linéaire de Pearson est faible ($r = -0.323$, significatif à 0.05, soit un $r^2 = 0.1$) et le nuage obtenu ne présente pas d'étiement particulier (dispersion importante des points). Les tests non paramétriques (comparaison de k échantillons, les échantillons étant les types) sur ces 2 variables montrent qu'elles ne discriminent pas les types et qu'on peut considérer, au vu de ces 2 variables, que tous les échantillons proviennent de la même population (test de Kruskal-Wallis, $p\text{-value} = 0.108$ pour un $\alpha = 0.05$). Afin de pousser l'analyse, nous avons testé l'existence d'une autocorrélation spatiale entre chaque point du même type dans le repère cartésien avec le I de Moran (méthode des distances inverses et distances euclidiennes). L'index obtenu est de -0.26 pour un $Z\text{-score}$ de -2.04 ce qui signifie que les types sont dispersés (seuil de signification = 0.05). La taille des glissements n'influe donc pas sur leur forme générale et le type est indépendant des variables de C_f et H/L . Il n'y a donc

pas de relation entre le C_f (circularité de la forme en plan) et le H/L (angle de friction apparent). Il semble donc exister des facteurs extrinsèques aux glissements déterminant leur géométrie d'ensemble qui sont à relier à la coévolution entre la géométrie des glissements et le degré de maturité des vallées (voir chapitre 6).

3.2.3.2. Les analyses multivariées

Deux ACP type Pearson ont été faites. La première ne prend en compte que les critères dimensionnels tandis que la seconde intègre l'altitude (variable spatiale) (**fig.88**). Les groupes indiqués sur les plans principaux sont issus d'une classification ascendante hiérarchique standard⁷ (CAH).

Le plan principal de la première ACP (**fig.88.1**) explique un plus de 78% de la variance, l'axe F1 regroupant quasiment 62% de la variance totale. Les valeurs propres des 2 axes sont supérieures à 1. Le nuage est très étiré le long de l'axe 1, dans la partie positive de l'axe, tandis qu'il est au contraire particulièrement condensé dans sa partie négative. L'axe 2 est nettement moins discriminant bien qu'il ait tendance à étirer le nuage dans sa partie négative (lié à un individu isolé).

Les variables projetées sur le plan principal (**fig.88.2**) se concentrent en 3 pôles ; 1 pôle proche de l'axe 1, regroupant uniquement les variables dimensionnelles absolues, la variable C_f proche de F2 dans sa partie positive et la variable H/L , proche de F2 dans sa partie négative. Au vu de cette géométrie, nous interprétons l'axe F1 comme exprimant les caractéristiques de taille et d'amplitude des glissements et l'axe F2, les caractéristiques de forme (allongement/circularité) des glissements. La CAH appliquée au jeu de données distingue 4 classes (**fig.88.1**) :

- la classe 1 regroupe à la fois des glissements anciens et actuels de grandes dimensions, mais de taille bien inférieure à celles de la classe 2,
- la classe 2 regroupe des glissements anciens de surface importante (barycentre de la surface > 13ha),
- les classes 3 et 4 regroupent exclusivement les glissements actuels, de faible dimension et se différencient par leur forme allongée (classe 3) ou compacte (classe 4).

Par contre, hormis pour la classe 2, les 3 autres classes mélangent l'ensemble des types qu'il n'est donc pas possible de discriminer par ces variables morphométriques simples.

L'ajout des altitudes mini, maxi et moyenne dans l'ACP discrimine un peu mieux les types (**fig.88.3** et **88.4**). Le plan principal explique plus de 72% de la variance et la répartition de la variance est un peu mieux équilibrée entre les axes F1 et F2. L'axe F2 est caractérisé par les variables d'altitude (**fig.88.4**) et discrimine bien les classes 3 et 4 obtenues par la CAH (**fig.88.3**). La classe 4 correspond aux glissements actuels et bas en altitude (domaine géomorphologique du Devès) tandis que la classe 3 regroupe les glissements actuels essentiellement et situés à des altitudes plus élevées (domaine géomorphologique du Velay). Les classes 1 et 2 regroupent mieux les glissements anciens, la classe 1 étant moins mélangée que précédemment.

⁷ Méthode de Ward, distance euclidienne, troncature automatique

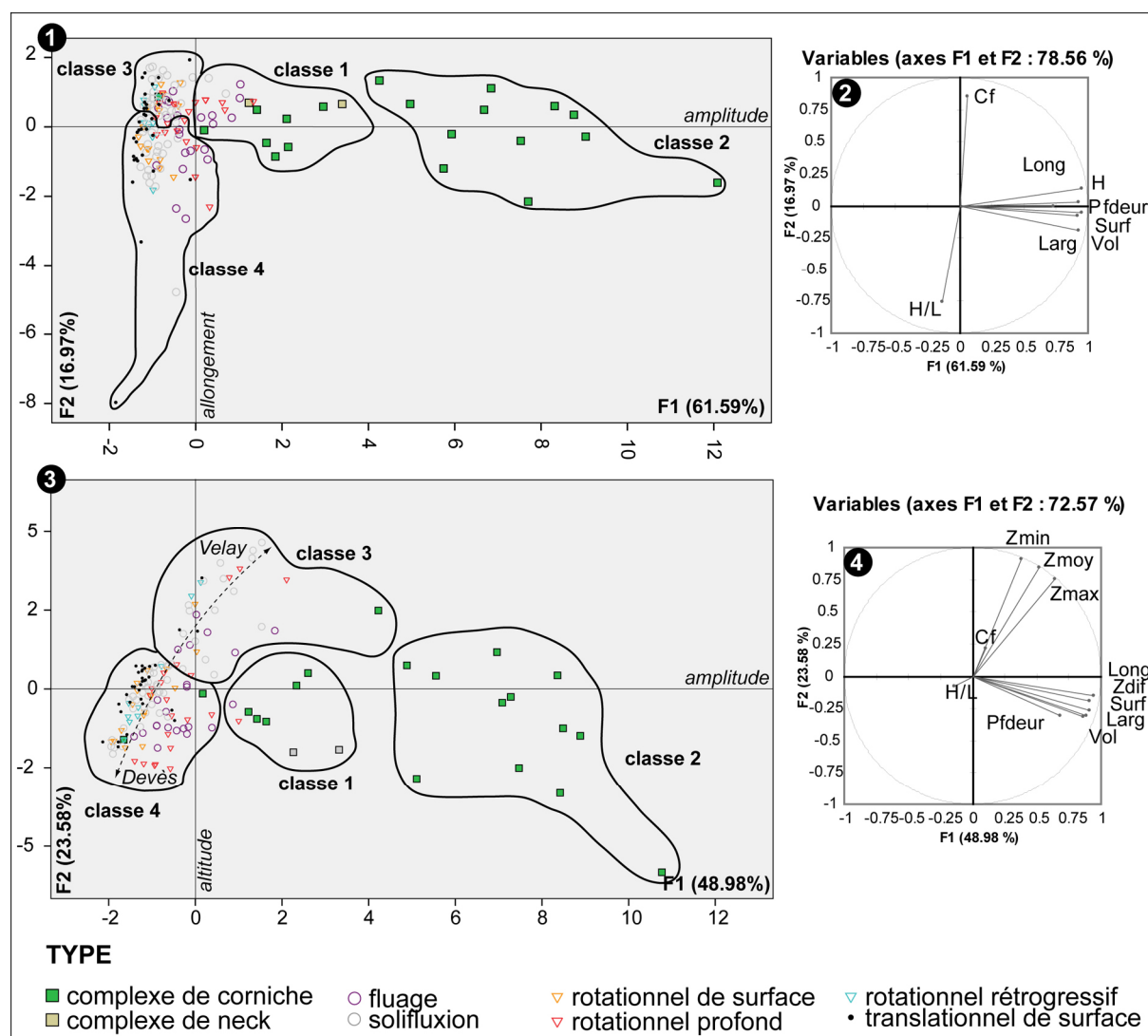


Figure 88 – Analyse en composante principale des variables morphométriques. 1) plan principal de l'ACP avec les variables morphométriques, sans les altitudes et classes issues de la CAH ; 2) les variables dans le plan principal de l'ACP morphométrique ; 3) plan principal de l'ACP intégrant les variables d'altitude et classes issues de la CAH ; 4) les variables dans le plan principal de l'ACP intégrant les altitudes

Curieusement, la profondeur n'est guère discriminante dans les ACP ($\cos^2 = 0.54$ pour la première ACP et 0.46 pour la seconde) alors qu'elle est un critère fondamental pour la typologie employée et que les analyses bivariées ont bien montré son caractère discriminant (fig.87). Plusieurs essais de CAH ont été tentés en évitant d'utiliser des variables corrélées et en faisant varier le poids des variables (notamment la profondeur) mais les classes restent hétérogènes pour les phénomènes actuels. Nous voyons là une limite aux méthodes d'ACP et de CAH classiques construites pour l'analyse de systèmes linéaires ou polynomiaux, mais qui ne sont pas adaptées à l'étude des relations non linéaires.

Finalement, les analyses multivariées sont insuffisantes pour bien décrypter les relations quantitatives existantes entre les variables morphométriques et les types, et ceci à cause de la difficulté de prise en compte des relations non linéaires, plus aisées à reconnaître avec les analyses bivariées. Elles permettent tout de même d'isoler 3 facteurs quantitatifs généraux de discrimination : la taille des glissements, leur forme (allongement) et l'altitude (critère spatial).

3.2.4. Analyse spatiale

L'analyse spatiale se concentre sur 2 aspects :

- l'analyse de la répartition des glissements et l'existence d'autocorrélation spatiale,
- l'analyse des altitudes (variable importante exprimée dans l'analyse multivariée).

3.2.4.1. Répartition spatiale et autocorrélation spatiale

L'étude de la densité des glissements de terrain est la première étape de l'analyse spatiale. Elle permet d'identifier l'existence ou non de zones présentant une présence plus importante de glissements et d'orienter les recherches sur ces secteurs. Deux cartes de densité ont été réalisées avec ArcGIS®9.1, la première représentant la densité de glissements de terrain par km^2 (**fig.89.1**), la seconde, la surface de glissement de terrain par km^2 (ratio de surfaces, **fig.89.2**). La technique des densités de Kernel (2000m de radius) a été utilisée dans les 2 cas et préférée à la technique classique du calcul de densité de points car le résultat est plus lissé.

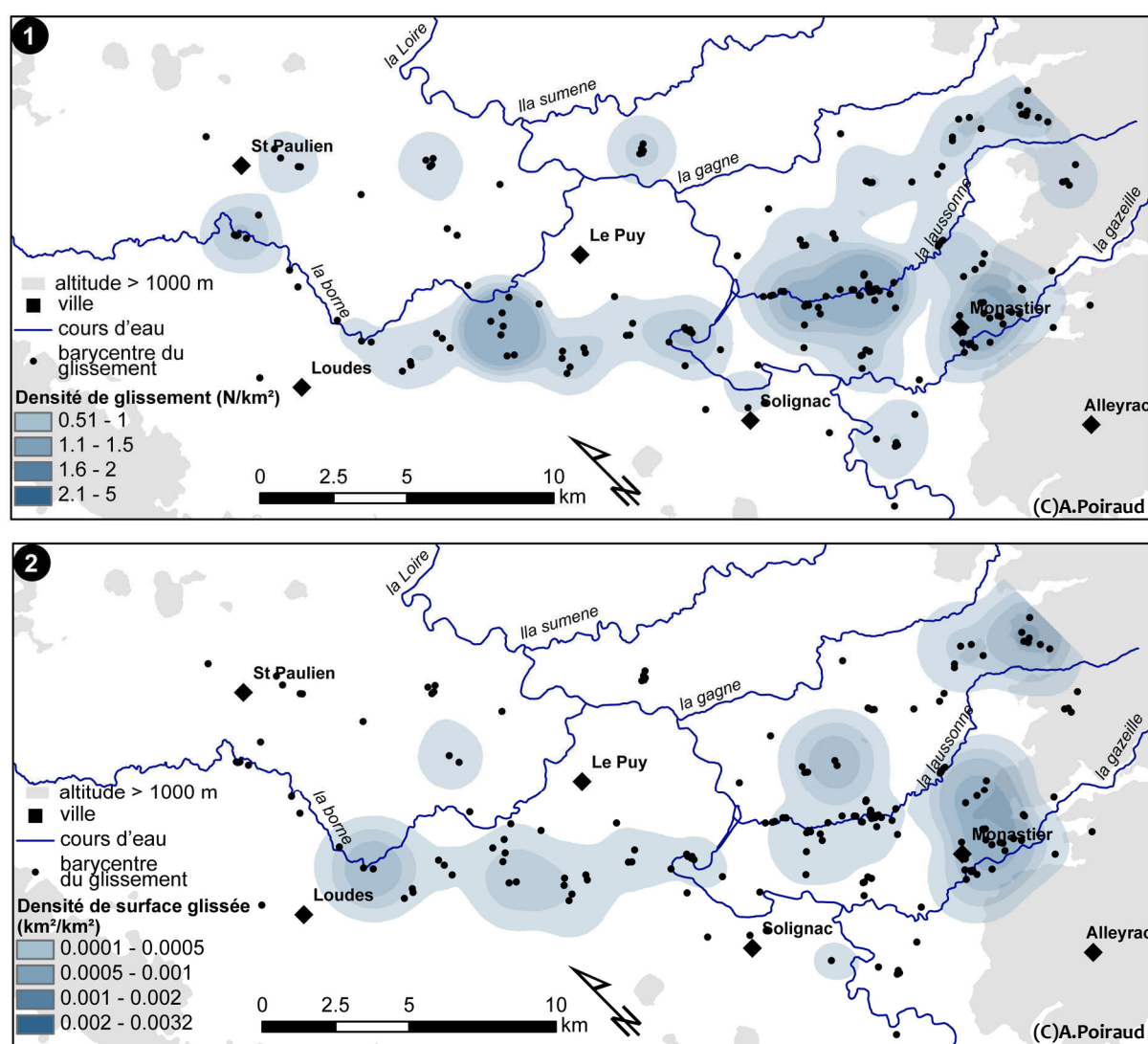


Figure 89 – Carte des densités de kernel. 1) densité de glissements/ km^2 ; 2) surface de glissement par km^2

La carte des densités de glissement (**fig.89.1**) révèle 3 pôles principaux de concentration de glissements. Le premier pôle se situe autour du Monastier/Gazeille, le long de la Gazeille, et correspond à un secteur tectonique effondré au sein duquel les sédiments oligocènes des « Sables de la Laussonne » atteignent plus de 200m de puissance. Le second pôle est situé le long de la Laussonne, dans sa partie aval après le pont de Moulines déterminant un coude du cours d'eau et un changement d'orientation de l'ouest vers le nord-ouest. La Laussonne y entaille ici les formations marno-calcaires des « marnes de Ronzon » dans une zone de passage latéral diffus vers le faciès externe des « Sables de la Laussonne ». Le troisième pôle se situe au niveau de la Borne, le long d'un vallon (ravin de Ceyssac) entaillant la bordure du plateau du Devès et développé dans les formations argilo-sableuses du Quaternaire, emboîtées dans les Illites éo-oligocènes du Puy. Quelques pôles secondaires présentent également un intérêt, notamment celui du méandre des Farges, en amont de la confluence de la Laussonne avec la Loire et qui dessine une traîne jusqu'au pôle de Ceyssac, empruntant globalement le paléo-tracé de la Loire plio-pléistocène (Defive, 1996). Un autre pôle secondaire occupe le demi-graben de Laussonne au niveau d'un coude marqué de la Laussonne du nord vers l'ouest (paléo-capture probable de la Laussonne à ce niveau).

La carte du ratio de surface (**fig.89.2**) présente une géométrie d'ensemble similaire à la précédente avec cependant un renforcement des pôles du Monastier et du demi-graben de la Laussonne ainsi qu'un décalage vers l'est du pôle de la Laussonne aval. La ligne méandre de Farge/Loudes devient moins représentative en termes de surface affectée par des glissements. Cette structure en agrégats est statistiquement validée par l'analyse de voisinage à 99% de confiance⁸.

La répartition des glissements n'est donc pas aléatoire et répond à des logiques d'organisation spatiale liées à des facteurs externes (facteurs de contrôle) ou internes (système auto-organisé).

Cette première analyse est approfondie par l'analyse de l'autocorrélation spatiale du type de glissement (**fig.90**) et de quelques variables morphométriques par le *I de Moran* (**tab.8**).

Tableau 8 – Analyse du regroupement spatial pour les variables morphométriques

	Surface	Cf	Volume	Type	Profondeur	Longueur	Largeur	Dénivellation	H/L
I de Moran	0.04	0.04	0.03	0.2	0.12	0.13	0.07	0.12	0.1
Z-score	1.3	1.2	0.9	5.1	3.2	3.4	2.1	3.1	2.8
Autocorrélation	NON	NON	NON	OUI	OUI	OUI	OUI	OUI	OUI

Aucune autocorrélation spatiale significative n'est détectée concernant la répartition des surfaces, volumes et Cf. Par contre, le type et la profondeur sont spatialement répartis selon une structure en agrégat et il existe des groupes de glissements du même type (**fig.90.1**). Les variables de longueur, de largeur, de dénivellation et le H/L montrent également une répartition en agrégat.

Quelques groupes ressortent, notamment autour du plateau du Monastier où il existe une forte concentration de glissements anciens (complexes de corniche), dans le fond des ravins de Ceyssac et du Dolaizon où des glissements anciens marquent les versants et un petit groupe de formes de fluage en aval du ravin de Ceyssac, non loin de la confluence avec la Borne (**fig.90.2**).

⁸ Rapport observé/théorique = 0.41 pour un Z-score de -15

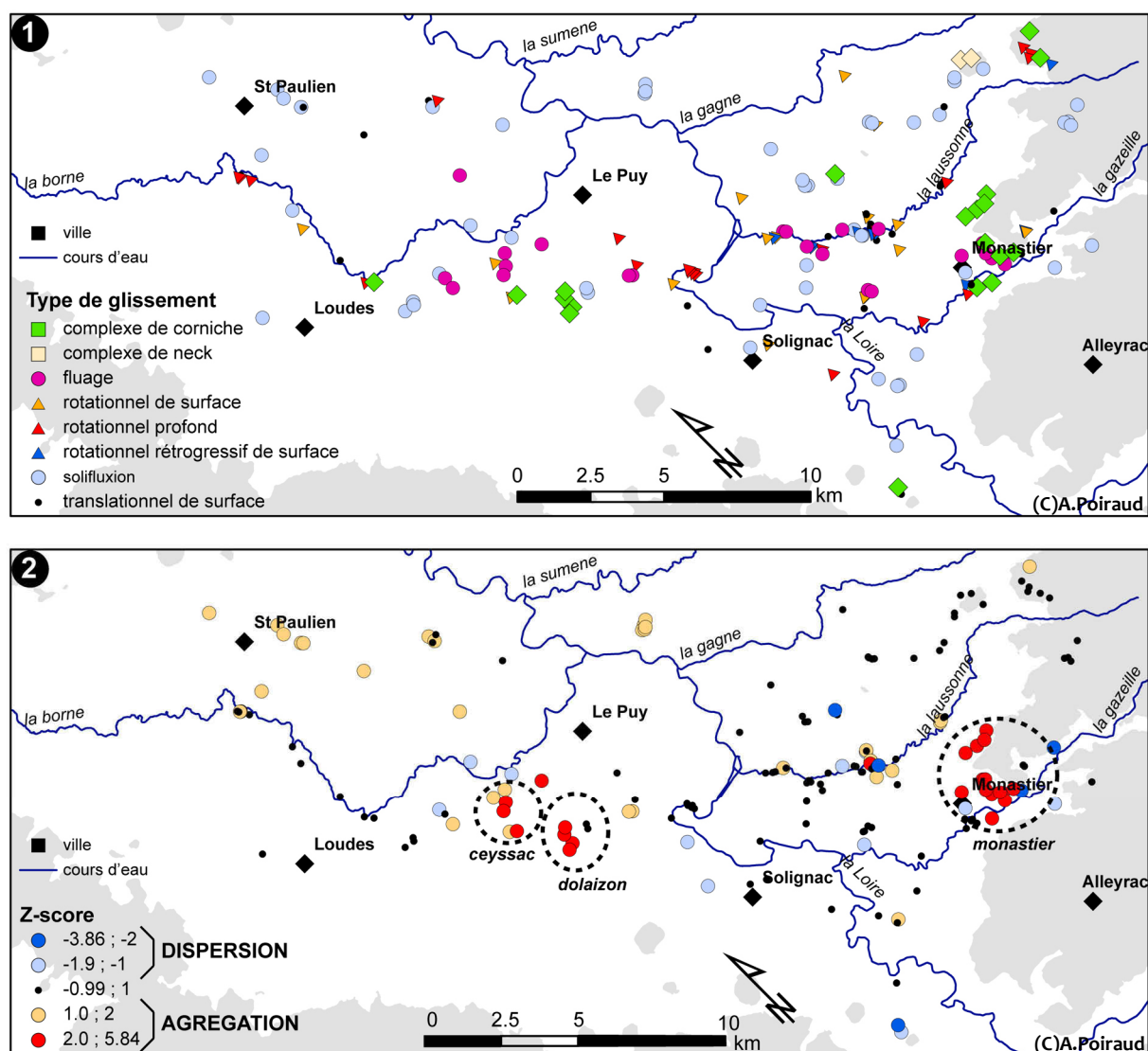


Figure 90 – Répartition spatiale des types de glissement. 1) Inventaire typologique ; 2) répartition des Z-score obtenus suite à l'analyse d'agrégation – les valeurs élevées signifient un regroupement significatif, les valeurs faibles, une dispersion significative

3.2.4.2. L'altitude

Les altitudes absolues sont un critère de discrimination spatiale, leur distribution ne répondant pas à des lois statistiques, mais à des déterminants géographiques. La courbe de fréquence cumulée (encart, **fig.91**) présente 2 valeurs de pente distinctes : de 600 à 820m d'altitude, les valeurs de pente de la courbe oscillent autour de 0.004 tandis qu'à partir de 820m, la pente de la courbe s'abaisse autour de 0.001. La cartographie des valeurs de coordonnées de l'axe F2 de l'ACP complète (axe interprété comme altitudinal, **fig.88.4**) permet de confirmer ce seuil de 820m, les glissements ayant une coordonnée négative étant situés sous cette limite altitudinale (cercles bleus) tandis que les glissements ayant une valeur de coordonnée supérieure sont situés au-dessus (cercles rouges) (**fig.91**).

Cette limite se confond à peu près avec le fond des ravins tributaires de la Borne qui entaillent le plateau du Devès et marque aussi la limite basse des glissements anciens affectant le rebord du plateau du Velay.

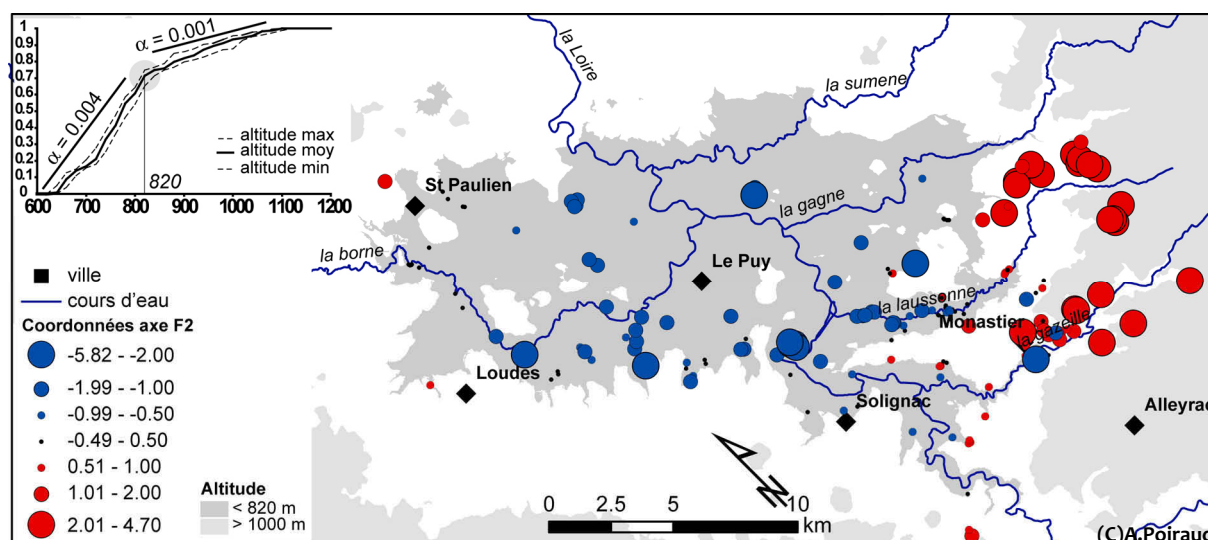


Figure 91 – Répartition des coordonnées de l'axe F2 de l'ACP complète. Le graphique en haut à gauche représente la distribution cumulée des altitudes. On y distingue la rupture de pente de la courbe à 820m

3.2.5. Analyse temporelle

Trente glissements sont datés avec une certitude acceptable sur les 176 de l'inventaire (17%) et 21 sont associés à une décennie (12%). Cette donnée est très lacunaire et compte comme une faiblesse de l'inventaire qui aurait nécessité un travail d'enquête plus conséquent sur le terrain et en archives, travail qui n'a pu être mené faute de temps.

Nous pouvons tout de même estimer par décennie le nombre de glissements connus en cumulant tous les événements sûrs, probables et envisagés (fig.92). En premier lieu, nous totalisons un minimum de 51 événements sur 40 ans, soit 1.3 glissements/an, ce qui constitue une limite basse. Nous constatons un pic de glissements avérés en 2003 et 2008 lié à des événements météorologiques connus (voir ch.5). Les décennies antérieures sont peu pourvues en événements « sûrs », les événements « supposés » y étant plus nombreux (perte de précision avec le temps, effacement). En totalisant l'ensemble des événements par décennies, nous remarquons une très forte variabilité du taux décennal d'événements ; 0.5/an durant les années 70, 1.1/an durant les années 80 et 90 et plus de 2.5/an pour les années 2000.

Il est difficile de se fier complètement à ces données et conclusions du fait de l'incertitude autour des dates et de l'incomplétude des données. Le « pic » des années 2000 peut être dû à la proximité temporelle des événements. Cependant, les facteurs moteurs de ces 2 pics sont des événements météorologiques extrêmes n'ayant pas eu d'homologue au cours des 40 dernières années (voir ch.5). Nous pouvons, de ce fait, supposer que l'augmentation relative des glissements de terrain lors de la période 2000/2010 est bien effective par rapport à la période 1970/2000.

Au niveau historique, seulement un glissement est daté du 1er juin 1631 à 3 heures du matin sous le collet, au niveau du lieu-dit la Coste (commune de Polignac), mais n'est pas intégré dans les analyses du fait de l'incertitude sur le type. La forme est très adoucie et l'urbanisation masque une grande partie du glissement. Ce glissement est référencé dans les mémoires d'Antoine Jacmon (Jacmon & Chassaing, 1885) et relate les « miracle(s) d'un desandement de terre audesoubz [de] Sainte-Anne audict an 1631 ». Le glissement dut être d'ampleur au regard des faits et dégâts constatés : « ...s'en est decendu grande quantité de champz et vignies et autres terres jusqu'au prés qui sont de dellà la rivière Borne, tellement qui couppa ladicte rivière tout-à-faict et fist passer ladicte rivière auxdictz prés ». L'auteur signale qu'un glissement avait eu lieu au même endroit l'année antérieure (1630). La

même année, le 16 septembre 1631, l'auteur signale un tremblement de terre de puissance suffisante pour réveiller les habitants dans leur sommeil (4 à 4.9 sur l'échelle de Richter) ainsi qu'un second tremblement de même amplitude le 27 octobre 1646. Nous ne pouvons cependant pas conclure grand-chose au vu de la faiblesse des sources historiques.

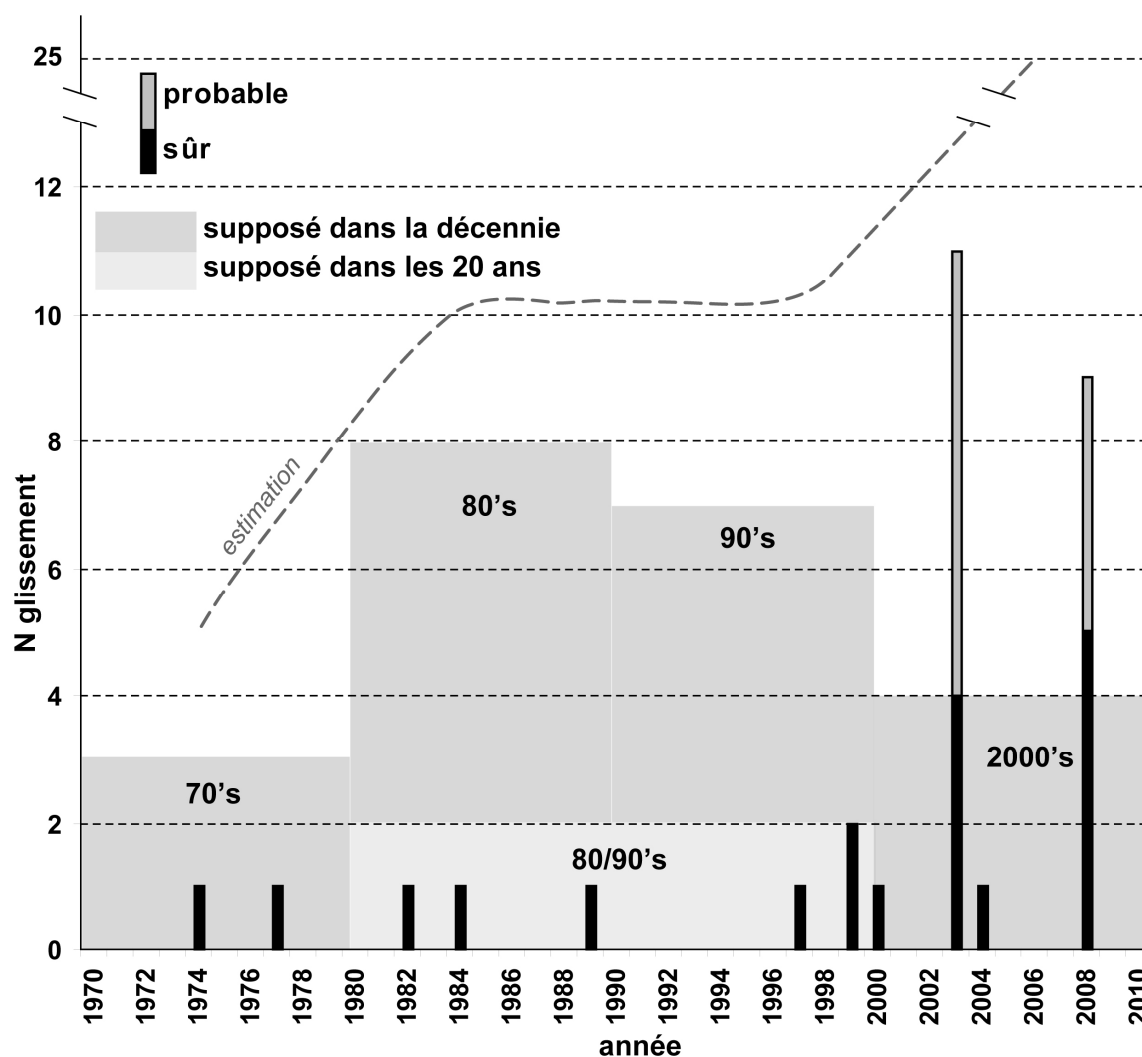


Figure 92 – Répartition de la fréquence des glissements de 1970 à 2000, estimation minium

Les datations obtenues sur 4 glissements (tab.5) placent ces événements au Subboréal (3 glissements) et au début du Pléniglaciaire (épisodes Tursac ou antérieurs). Ce point n'est pas développé dans cette partie et fait l'objet d'une analyse plus approfondie dans le chapitre 6. Nous anticipons cependant en avançant l'existence d'un épisode de regain d'activité au Subboréal.

3.3. Interprétations et discussion

L'analyse réalisée amène à poser quelques hypothèses concernant la structure de la population et les déterminants supposés. Nous retenons 4 points importants :

- la comparaison avec d'autres inventaires,
- l'existence d'une population bimodale,

- les déterminants spatiaux à l'échelle du bassin du Puy,
- la relative correspondance entre morphométrie et type « expert ».

3.3.1. Comparaison d'inventaire

La comparaison d'inventaire nous semble importante, non pas dans une optique d'analyse comparative pure, mais plutôt pour « valider » la qualité et la cohérence de notre inventaire avec ce qui a été observé ailleurs et par rapport à des abaques généraux existants. Ceci permet également de se rattacher à des interprétations déjà formulées et de s'en servir comme base de réflexion.

Notre approche comparative se base sur l'analyse des relations magnitudes/fréquence ainsi que sur les valeurs de H/L .

3.3.1.1. Le rapport H/L au banc des observations générales

Classiquement, la relation H/L en fonction du volume est analysée dans le but de quantifier le *run-out* (distance de trajet) en fonction du volume mobilisé et de déterminer les comportements rhéologiques généraux dans une région donnée. L'inventaire du Puy a été mis en parallèle avec les inventaires de référence (Corominas, 1996 ; Finlay *et al.*, 1999 ; Hunter & Fell, 2003) à titre de comparaison et d'interprétation (fig.93).

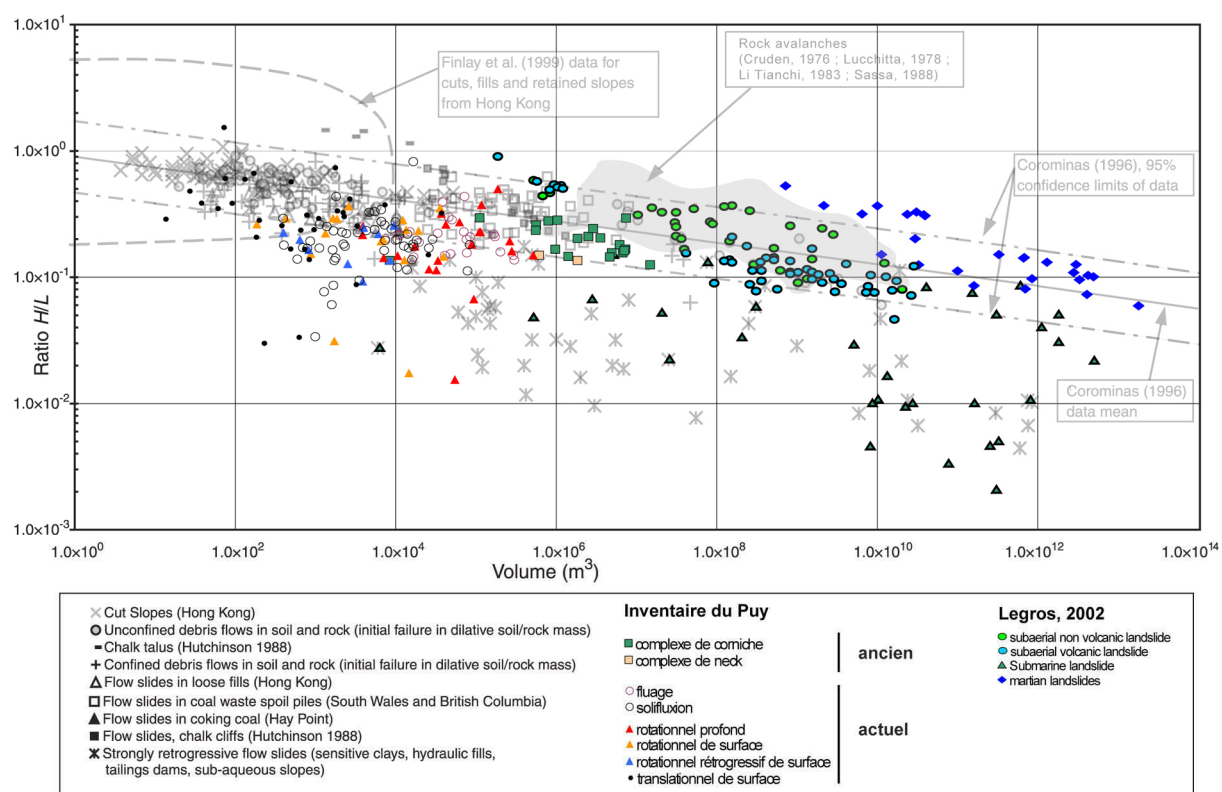


Figure 93 – Relation H/L en fonction du volume et comparaison avec d'autres inventaires, modifiée de Hunter & Fell (2003)

La courbe de référence de Corominas traduit l'ajustement de la relation volume- H/L sur 204 mouvements de terrain de divers types, à laquelle sont ajoutés les petits glissements « anthropiques » à Hong-Kong et le nuage des points occupés par les avalanches rocheuses dans divers endroits du globe. À première vue, le nuage de points de l'inventaire du Puy s'intègre bien à la courbe de Corominas et ses intervalles de confiance pour des volumes supérieurs à $4 \times 10^4 / 5 \times 10^4 \text{ m}^3$,

tandis qu'il tend à être en dessous de l'ajustement, voire de la limite de confiance basse pour les glissements inférieurs à ces tailles.

Dans le détail, les glissements anciens, tous types confondus, sont parfaitement bien ajustés à la courbe de Corominas et se confondent avec le nuage des *flows slides* dans les résidus d'extraction de charbon ou le long des côtes crayeuses britanniques. Ces glissements anciens ont un comportement qui se rapproche également des glissements d'ampleur (*long run-out landslides*) avec lesquels ils se confondent partiellement. Les phénomènes de fluage restent également majoritairement dans la zone de confiance à 95% de l'ajustement de Corominas et occupent la même place que les *flows slides*. Les autres types ont tendance à avoir un H/L plus faible ($\approx 50\%$ des glissements ont un H/L inférieur à la limite basse de l'ajustement de Corominas) signe d'une tendance à l'allongement des formes et à une mobilité des matériaux plus importante que la moyenne. Cette position sur le graphique est dans le prolongement du groupe des *retrogressive flow slides* dans les argiles sensibles ou saturées avec lequel les limites se confondent. Les glissements translationnels, bien que dispersés dans le détail, ont une tendance à se rapprocher du domaine des *Cut slopes*, petits glissements superficiels.

Globalement, les valeurs de H/L en fonction des volumes des glissements inventoriés dans le bassin du Puy sont cohérentes avec celles trouvées par les précédents auteurs. Les recoupements entre la typologie du bassin du Puy et celles déterminées par les précédents auteurs ne sont pas parfaits, mais suivent une certaine logique. Les glissements inventoriés sur le bassin du Puy s'inscrivent donc relativement bien dans les bases de données existantes vis-à-vis de cette relation morphométrique.

3.3.1.2. Comparaison des relations magnitudes/fréquence.

Le graphique des densités de fréquence (**fig.94**) montre la répartition des individus en fonction des abaques de magnitude de Malamud *et al.* (2004). La courbe de surface (**fig.94**, à gauche) est relativement bien corrélée aux courbes théoriques malgré une pente plus faible et s'appuie globalement sur la courbe de magnitude $mL = 4$. Elle dévie par la suite à partir des surfaces $< 10000\text{m}^2$. Selon les propositions de Malamud *et al.* (2004), et pour une magnitude estimée à $mL = 4 \pm 0.5$, le nombre total de glissements ayant affecté le bassin du Puy au cours de l'Holocène voire de la dernière partie du Pléistocène est de 17400 ± 14000 , soit une perte d'information estimée entre 95 et 99.4%.

La courbe de densité de fréquence en fonction du volume unitaire a été établie selon les mêmes règles (intervalle logarithmique) et comparée aux courbes théoriques de Malamud *et al.* (2004) (**fig.94**, à droite). La courbe dévie rapidement depuis les magnitudes 4 et a tendance à suivre l'ajustement proposé pour les *Rock falls/slides*.

Même si les formes des courbes se rapprochent de celles proposées par Malamud *et al.* (2004), on constate bien que l'inventaire du Puy a du mal à se caler avec les courbes de référence construites à partir d'inventaires liés à un événement unique (surtout pour le volume). Cette observation rejoint d'ailleurs les ruptures constatées sur la **figure 85** où plusieurs groupes se distinguaient par des ajustements avec des fonctions puissances différentes. Nous pensons qu'il s'agit d'une limite de ces abaques à exprimer la complexité d'inventaires historiques incomplets regroupant des objets liés à des contextes géomorpho-climatiques différents.

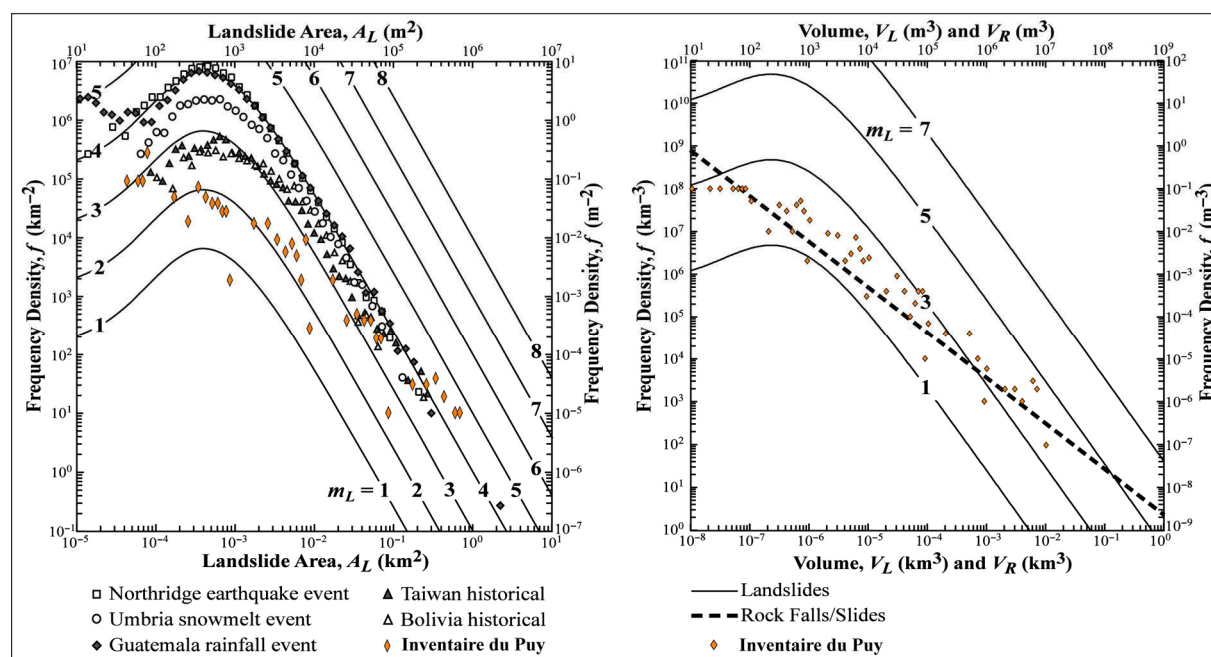


Figure 94 - Situation de l'inventaire par rapport aux abaques surface/densité de fréquence et volume/densité de fréquence de Malamud *et al.* (2004)

3.3.2. Bimodalité de l'inventaire : l'existence de 2 générations

L'analyse morphologique et les analyses multivariées mettent en avant l'existence de 2 groupes dimensionnels : i) les glissements actuels de taille inférieure à 50 000m² et ii) les glissements anciens, de taille supérieure à 50 000m². Ces 2 groupes diffèrent également par leur profondeur, dépassant les 8/10m de profondeur pour les glissements anciens (affectent les terrains géologiques), tandis que les glissements actuels sont majoritairement superficiels (affectent les formations superficielles). L'analyse des fréquences de surface et volume cumulées (**fig.85** et **fig.95**) confirme également cet état de fait avec 2 ajustements par des fonctions puissance ayant un β différent. Le 1^{er} rollover, à la jonction des 2 ajustements puissance sépare relativement bien les glissements anciens des glissements récents. La valeur β exprime une limite souvent considérée comme physiographique, donc propre à chaque zone d'étude (Guthrie & Evans, 2004). D'autres auteurs, observant que la valeur de β pour différents inventaires de glissements de terrain était égale à 2.5 ± 0.5 (Guzzetti *et al.*, 2002) concluent à l'auto-organisation du système (*sandpile model* (Hergarten, 2002, 2003)). Les valeurs de β sont plus basses que celles suggérées par Guzzetti *et al.* (2002) mais se rapprochent les valeurs trouvées par d'autres auteurs (Van-Den-Eeckhaut *et al.*, 2007b).

Nous rejoignons les vues de cette dernière équipe (Van-Den-Eeckhaut *et al.*, 2002) qui observe le même comportement au sein de leur inventaire de glissements historiques dans les Ardennes flamandes en Belgique et voyons dans la forme de la courbe l'expression de 2 systèmes morphogéniques différents. Les glissements situés sur et sous la courbe de $\beta = -0.51$ sont tous récents ou historiques, c'est-à-dire qu'ils ont moins de 3000 ans et qu'ils correspondent à la période climatique subatlantique. Malgré les oscillations qu'a pu connaître cette période (Optimum Médiéval et Petit Age Glaciaire), les conditions générales sont moins humides et moins fraîches que celles des périodes antérieures de l'Holocène, exception faite de la période Atlantique. Nous émettons donc l'hypothèse que ces glissements sont « ajustés » aux conditions climatiques générales du « patron climatique » subatlantique. Les glissements ajustés à la courbe puissance de $\beta = -1.54$ sont uniquement des glissements anciens, d'envergure. Les datations obtenues laissent présager une activation ou une réactivation majeure au Subboréal, correspondant d'ailleurs aux périodes relevées

ailleurs en Europe (Dapples, 2002 ; Soldati *et al.*, 2004 ; Hradecky *et al.*, 2007 ; Gioia *et al.*, 2010, voir ch.6).

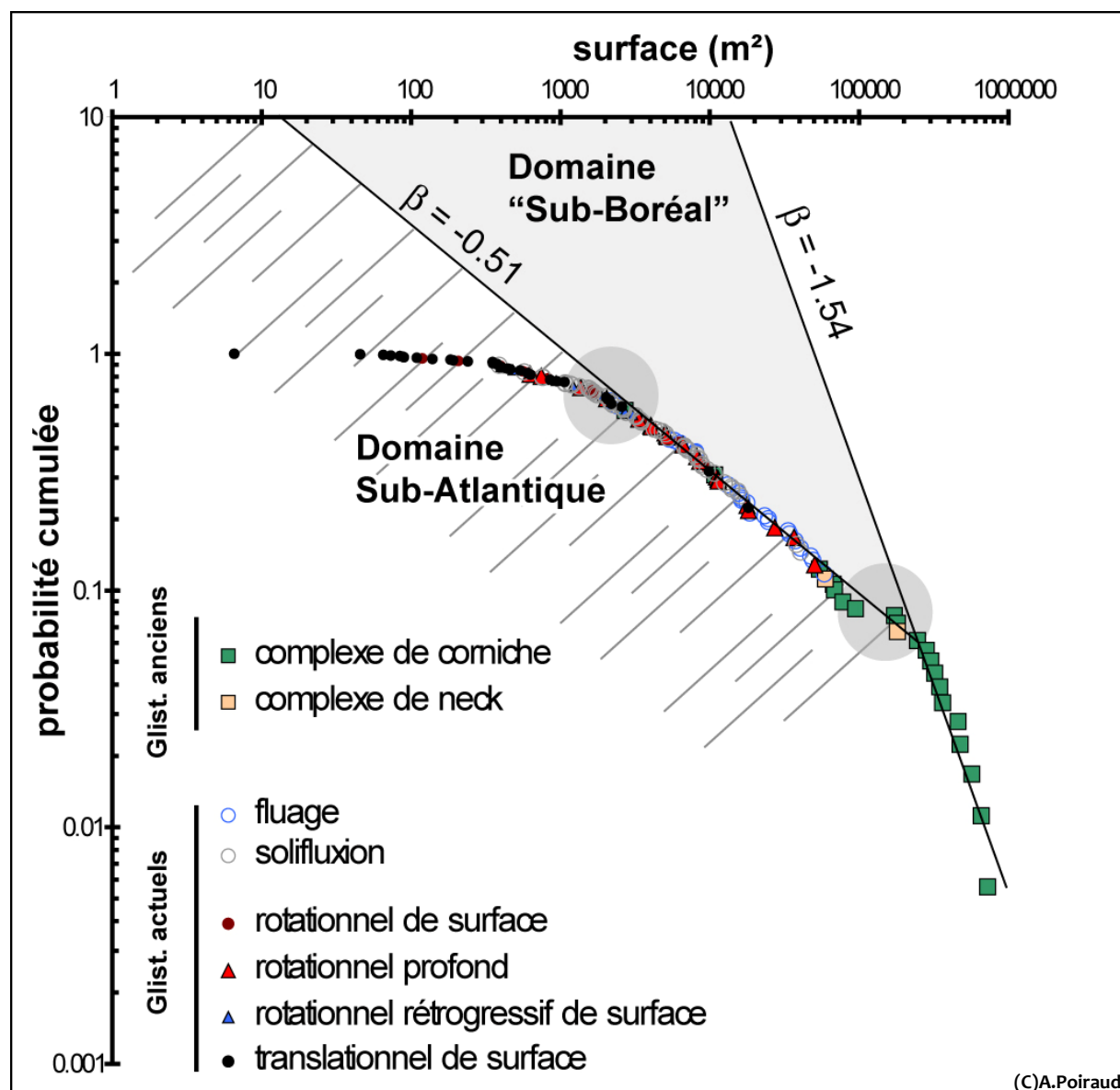


Figure 95 – Distribution cumulée des surfaces de glissement et fonctions puissance associées

Les dimensions, profondeurs et morphologies ne sont en tout cas pas comparables au groupe des glissements « subatlantiques » et relèvent de conditions climatiques et/ou physiographiques présentes au moins au Subboréal⁹ (ces conditions climatiques constituant donc un minimum). Sur la **figure 95**, nous proposons donc de retenir 2 domaines « générationnels », à savoir le domaine subatlantique, limité par $\beta = -0.51$ et le domaine « subboréal », limité par $\beta = -1.54$. En terme d'intensité, les conditions morphogéniques du domaine « subboréal » peuvent être supposées de

⁹ Le terme « domaine subboréal » est abusif, car on ne peut affirmer que les conditions climatiques ayant prévalu à l'occurrence des glissements de ce groupe soient uniquement celles du Subboréal. De plus, il n'est pas prouvé que l'ensemble des glissements anciens ait été généré lors de cette période (le Tardiglaciaire et le Préboréal sont certainement des périodes ayant généré des instabilités de versant). Cependant, i) par facilité d'écriture, ii) parce qu'elle correspond tout de même à une réalité géomorphologique prouvée par quelques datations et iii) parce que les conditions de cette période sont les moins favorables des périodes holocènes connues pour leur dynamique de versant, nous avons choisi de conserver cette dénomination de « domaine subboréal »

magnitude $p^{1.36}$ plus élevée pour une même probabilité. Finalement, la valeur β évolue continuellement en fonction des conditions contrôlant l'érosion et les dynamiques de versant. Il s'agit, pour le cas du bassin du Puy, d'un paramètre évoluant avec le temps et qui synthétise la complexité du système de facteurs contrôlant l'évolution géomorphologique des versants.

Le *rollover* séparant les 2 groupes ancien/récent est également interprété comme un seuil de persistance morphologique définissant une taille « critique » au-delà de laquelle les formes héritées du domaine « subboréal » se conservent. Selon cette interprétation, ce *rollover* aura tendance à descendre sur la courbe ajustée avec le temps et la taille critique augmentera inexorablement. La vitesse de l'évolution de cette taille critique dans le temps est fonction des facteurs contrôlant l'érosion des périodes géomorphologiques qui se sont succédées et qui se succéderont. Le second *rollover* marquant le décrochement de l'ajustement puissance à la courbe de distribution des glissements récents est interprété plus classiquement comme des données manquantes (Brardinoni & Church, 2004). Les glissements étant situés sous l'ajustement (surface <2000m²) sont majoritairement des glissements translationnels de surface, très superficiels, liés génétiquement aux épisodes cévenols (ch.5). La durée de persistance de ces formes n'excède pas 15/20 ans, soit moins que le temps de retour de l'événement qui les a générés. À ceci s'ajoutent les défauts de l'inventaire, notamment dans les zones très embroussaillées ou difficiles d'accès qui favorisent les lacunes du recensement des petits glissements.

Nous identifions donc 2 générations de glissements au sein du bassin du Puy, la plus ancienne formant un héritage de conditions passées qui n'ont plus cours actuellement. La génération récente est connectée à l'ancienne, certains glissements actuels affectant les formations superficielles créées par ces instabilités anciennes qui leur servent ainsi de support. En définitive, il existe dans le bassin du Puy un continuum géomorphologique, à l'échelle au moins de l'Holocène, qui contrôle les dynamiques de versant.

3.3.3. Répartition spatiale : un déterminant géologique et géomorphologique

À l'échelle du bassin du Puy (**fig.96.1**), les zones 1 et 5 (fortes concentrations de glissements anciens), se situent sur la marge externe du bassin et se développent dans les formations oligocènes argilo-sableuses des « Sables de la Laussonne », riches en smectite (Gabis, 1963 ; Larqué & Weber, 1978) et connues pour leur sensibilité aux glissements (Girod *et al.*, 1979 ; Feybesse *et al.*, 1998). Ces 2 secteurs sont également situés aux confins occidentaux du plateau volcanique vellave (Miocène) et en ont affecté les bordures. Ces bordures sont ici très découpées et les vallées (Gazeille, Laussonne) possèdent un calibre important témoignant d'une plus longue exposition aux processus érosifs. Les glissements de ces 2 groupes ont un statut d'héritage et sont déconnectés en partie des dynamiques érosives actuelles (ch.6). La zone 2, dans la partie aval de la Laussonne, concentre uniquement des glissements récents, le plus souvent actifs. Les affleurements de « marnes de Ronzon », faciès interne de la série oligocène, riche en illite et kaolinite, favorisent de nombreux glissements de terrain, pour la plupart connectés aux dynamiques longitudinales. La zone 3 est une extension de la zone 2, située dans le méandre de la Loire. Les dynamiques sont ici exacerbées du fait du sapement de la base du versant par le cours d'eau. Enfin, la zone 4 concentre à la fois des glissements anciens, situés en fond de ravin, et des glissements récents, situés en aval des ravins. Cette zone est riche en formations fluvio-lacustres argilo-sableuses quaternaires (formations villafranchiennes) mises en place à l'arrière des barrages volcaniques à la transition Pliocène/Pléistocène (Defive *et al.*, 2005). Dans sa fraction fine, ce matériau s'apparente mécaniquement aux « Sables de la Laussonne ». Les affluents de rive droite de la Borne entaillent ici le plateau basaltique récent du Devès mettant au jour les formations sédimentaires sous-jacentes susceptibles de glisser. D'âge plus récent, ces vallées n'ont pas les calibres de leurs homologues vellaves et les glissements anciens qui s'y sont développés sont de taille plus modeste (ch.6).

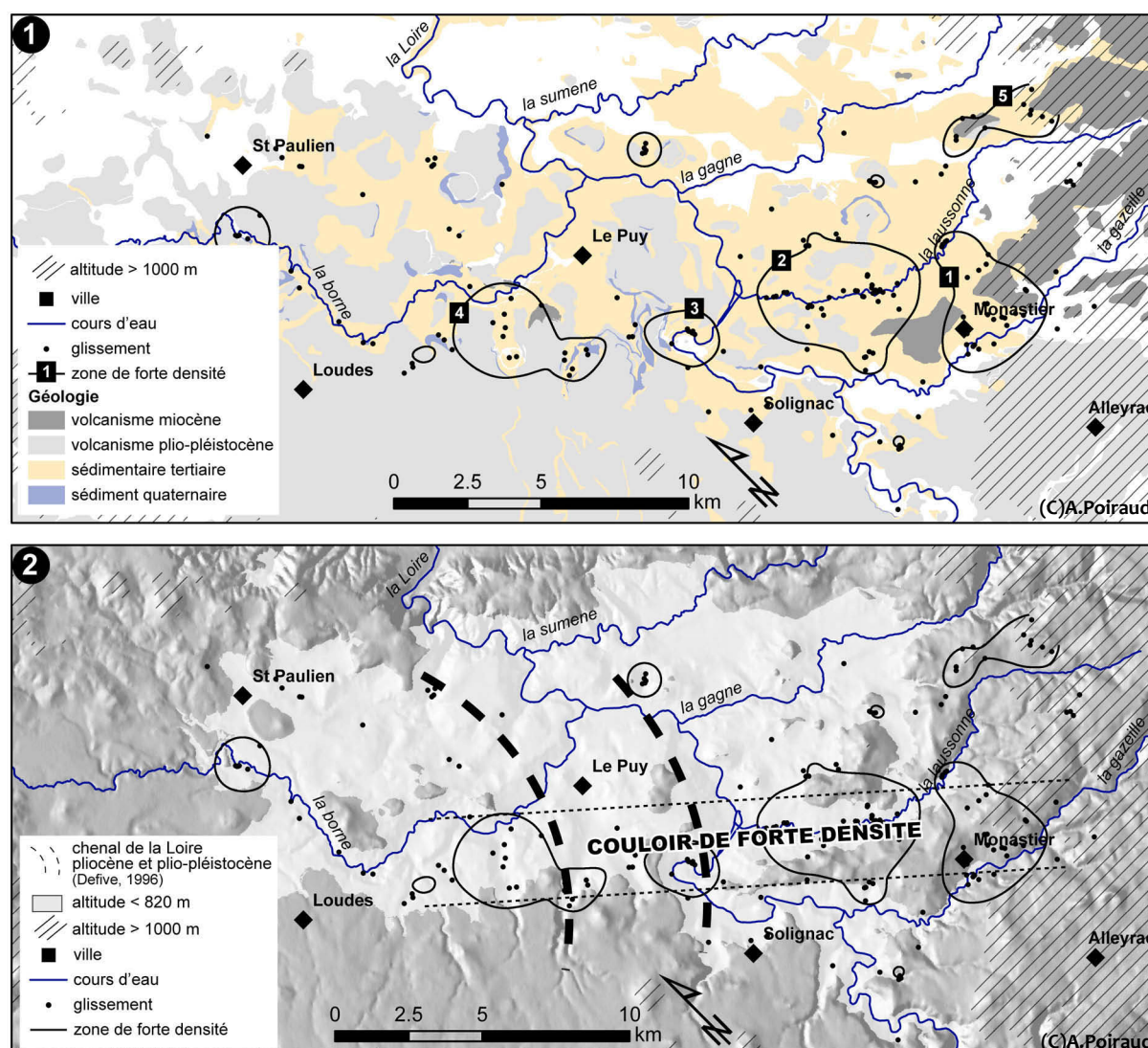


Figure 96 – Liens entre les zones de forte densité de glissements et les facteurs géologiques et géomorphologiques généraux. 1) carte géologique simplifiée du bassin ; 2) éléments paléogéographiques et géomorphologiques

La limite d'altitude des 820m (**fig.96.2**) correspond à l'altitude des remblaiements plio-pléistocènes dans le bassin (Defive, 1996 ; Defive *et al.*, 2005) et à l'altitude de la base des coulées des plateaux bordiers du Devès. Les affleurements de terrains sédimentaires (tertiaire + remblaiements plio-pléistocènes) couvrant de plus grandes surfaces en dessous de cette limite, il est logique que la majeure partie des glissements se concentre en deçà de cette altitude de 820m. Par contre, côté Velay, les glissements sont situés au-dessus de cette limite. Le socle ayant été soulevé et basculé à la fin du Pléistocène, la limite haute sédimentaire/coulée se situe à environ 1000/1100m d'altitude. La cote des 820m y constitue également approximativement la limite haute des vagues d'érosion régressive pléistocènes post remblaiement (ch.6). Ainsi, cette population de « + de 820m » est-elle constituée de glissements hérités développés dans une tranche altitudinale de 800/1100m et *a priori* déconnectés des dynamiques géomorphologiques post-remblaiements quaternaires (?).

Sur la **figure 96.2**, on observe l'existence d'un couloir au sein duquel s'inscrit la grande majorité des glissements inventoriés. Le tracé de la Loire plio-pléistocène ne peut à lui seul expliquer cette répartition des glissements, car les dépôts « villafranchiens », fins en bordure de son axe principal, n'expliquent pas les zones 1 et 2 (**fig.96.1**). Replacé dans le contexte structural de la bordure orientale du Massif central, ce « couloir de forte densité de glissements » est situé sur 2 axes tectoniques secondaires à majeurs régionalement (**fig.97**). L'axe thermique des Coirons a été mis en

évidence par l'analyse des images thermiques HMCC (Scanvic *et al.*, 1991 ; Deroin *et al.*, 1993). L'analyse structurale révèle l'existence d'un axe tectonique N120° partant du massif volcanique des Coirons et se terminant dans la partie aval de la Laussonne. Un second axe d'orientation N160°, parallèle à l'accident de Villefort, délimite la bordure occidentale du bassin et grossièrement la limite du plateau du Devès. Il court du sud du bassin d'Ambert jusqu'à Solignac. Ces 2 axes se rejoignent globalement au niveau du méandre des Farges.

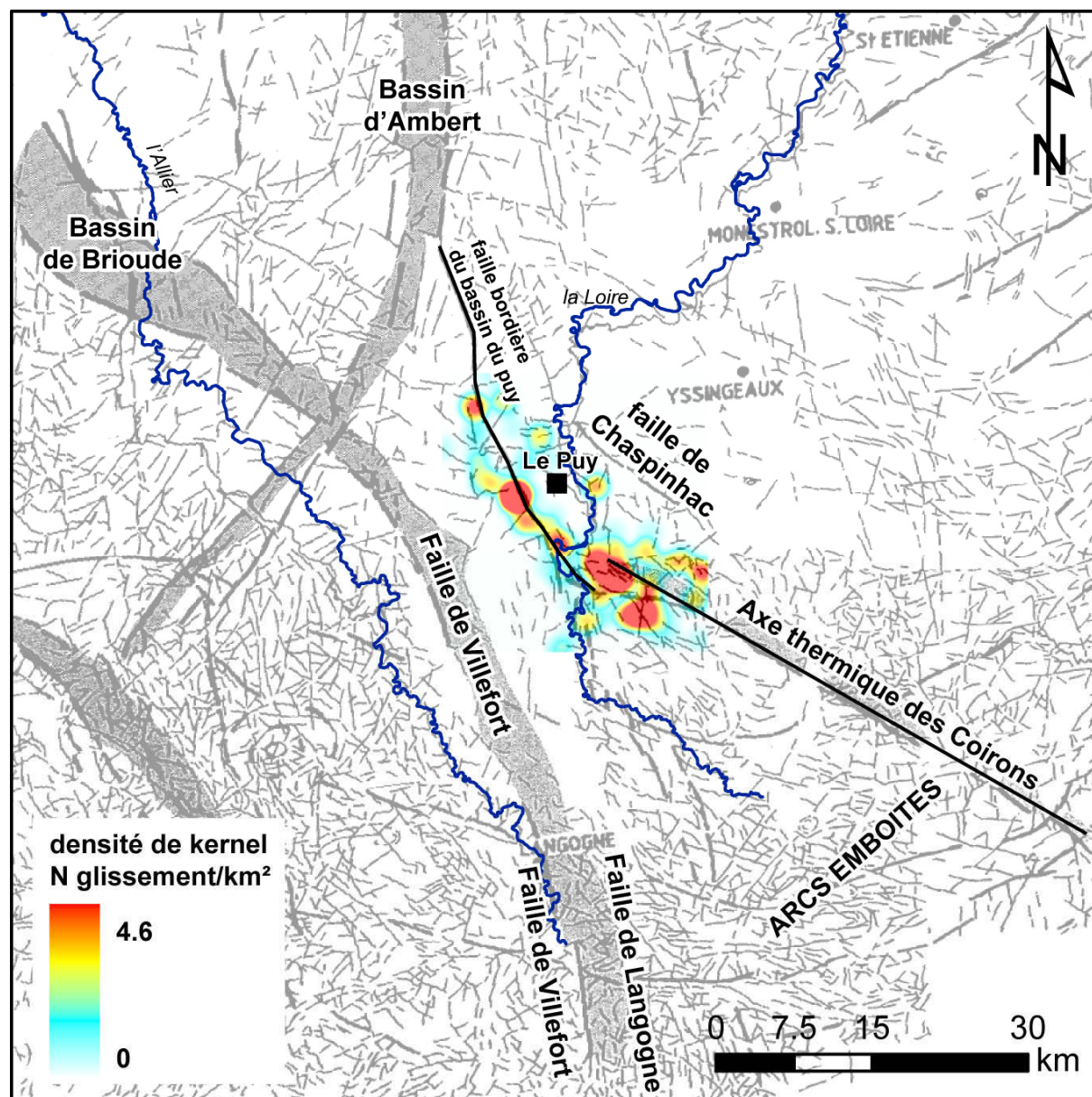


Figure 97 - Comparaison de la répartition des glissements avec l'architecture structurale régionale, modifié de Scanvic *et al.* (1991)

Cet axe coudé N120° et N160° se superpose avec l'axe du compartiment affaissé principal du bassin du Puy, dit secteur Chadron/Coubon qu'emprunte la vallée de la Laussonne (plus de 200m de sédimentation tertiaire) jusqu'au méandre des Farges et se prolonge ensuite sous les laves du Devès, le centre du bassin géologique étant décalé d'avec le centre du bassin topographique. Nous sommes certainement ici dans la partie la plus subsidente du bassin avec des puissances sédimentées de plus de 200m au moins. La bordure vellave, subissant les affres de l'érosion depuis la mise en place des laves miocènes, est un témoin majeur du démantèlement important des bordures de plateau

volcanique (Kieffer, 1962) et de la forte incision au travers des couches sédimentaires créant de longs versants développés dans la série oligocène. Plus la puissance sédimentée est importante, plus le potentiel de surface de sédiment affleurant augmente et avec elle, la sensibilité des versants construits et futurs versants. Nous avons là l'image de ce que sera peut-être la bordure du Devès dans quelques millions d'années...à ceci près que les vagues d'érosion y sont perpendiculaires à l'axe du compartiment affaissé ! (voir ch.6).

3.3.4. Une relative correspondance entre expertise et analyse statistique

La typologie employée pour faire l'inventaire typologique et classer les formes a été construite à partir du recensement d'une multitude de glissements et de l'étude approfondie de quelques cas caractéristiques de la typologie « préétablie » (§2.3.1). Cette démarche experte, est confrontée aux résultats de l'analyse statistique et surtout morphométrique. Thiery (2007) reconnaît la difficulté de l'utilisation des variables morphométriques pour aider à classer les glissements. Dans sa thèse sur les glissements du bassin de Barcelonnette, il reste réservé quant aux apports de l'analyse multivariée des informations morphométriques pour aider à la classification et admet une certaine inadéquation entre la classification statistique et la classification experte, plus subtile. Nous rejoignons ses conclusions concernant les résultats de l'analyse multivariée des variables morphométriques qui ne permettent pas une discrimination fine des types de mouvements. Par contre, dans le cas de la relation non linéaire entre surface et profondeur (**fig.87.1**), la classification « statistique » rejoint la typologie « experte » jusqu'au 2nd niveau de la typologie voire jusqu'au type pour les translationnels de surface (**fig.98**).

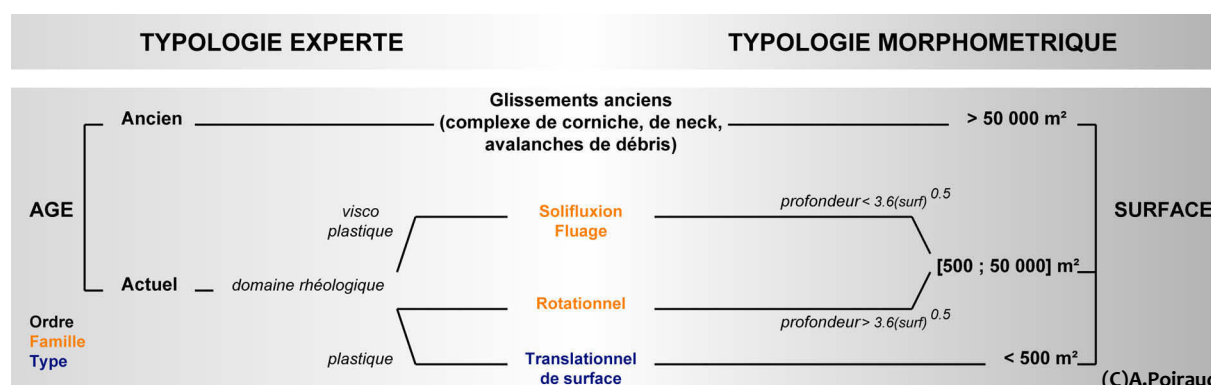


Figure 98 – Relation entre la typologie experte et la typologie morphométrique. La taxonomie des glissements reprend celle utilisée en botanique avec l'ordre (1^{er} niveau de discrimination), la famille (2nd niveau de discrimination) et le type (dernier niveau de discrimination).

La distinction entre glissements récents et anciens par la surface des objets prend tout son sens après l'analyse magnitude/fréquence : les objets importants sont issus des phénomènes de faible fréquence, le plus souvent anciens et considérés comme des héritages. Par contre, les variables morphométriques ne permettent pas d'aller plus dans le détail et de distinguer les complexes de corniche et de neck qui répondent à des considérations morphostructurales non exprimées dans la morphométrie des objets.

La surface permet également de discriminer la plupart des glissements translationnels de surface, soit un objet à comportement plastique et de faible profondeur. Nous ne pensons pas qu'il y ait ici un lien entre la surface et le type de comportement rhéologique. Il existe par contre un lien entre la faible surface et la très faible profondeur de ces glissements, ces derniers étant épidermiques. Cependant, la surface seule n'offre qu'une discrimination imparfaite de ce type.

Plus intéressant est le rapport existant entre la profondeur et le comportement rhéologique séparant les phénomènes viscoplastiques (solifluxion, fluage) des phénomènes plastiques avec rupture (rotationnel). On peut évoquer l'augmentation de la contrainte tangentielle en profondeur et l'imbibition du matériau en surface pour expliquer les phénomènes de fluage et solifluxion, la rupture n'apparaissant qu'au-delà d'une contrainte seuil que l'on va atteindre à des profondeurs plus importantes. Ce résultat peut également révéler un biais méthodologique, la profondeur étant estimée la plupart du temps pour ces phénomènes. On peut donc avoir tendance à mettre des profondeurs plus élevées lorsque la surface affectée est importante.

Cette correspondance entre expertise et morphométrie offre des perspectives pédagogiques très intéressantes, car elle peut permettre de faciliter, auprès des décideurs, aménageurs, élus, etc. la vulgarisation des principes de la cartographie de l'aléa et de la reconnaissance du type d'aléa avec des critères simples ne nécessitant pas une expertise poussée (ch.9).

Conclusions du Chapitre 3

Au terme d'un long travail d'inventaire marqué par une forte coloration « terrain », le recensement des glissements de terrain du Puy a été particulièrement enrichi, le nombre d'objets désormais connus ayant été multiplié par 3.5. Le travail de description et l'appui de la typologie locale ont permis de limiter les incertitudes sur les objets recensés et la base de données produite propose 176 glissements géoréférencés et caractérisés avec, au minimum, une certitude sur le type.

L'analyse des 176 glissements permet de discerner l'existence de 4 groupes se différenciant entre eux par leurs surfaces et leurs profondeurs selon une logique non linéaire. L'analyse des relations magnitude/fréquence met à jour l'existence de 2 groupes de glissements répondant à des fonctions puissances différentes. Cette non linéarité des relations pertinentes est un frein à l'utilisation des analyses multivariées classiques qui ne fonctionnent pas avec ce type de relation et qui donnent des résultats peu convaincants. Finalement, les principaux apports de l'analyse quantitative sont l'existence d'une forte discrimination par la taille (surface, volume, profondeur), l'altitude et dans une moindre mesure, par la forme (allongement).

L'analyse spatiale de la répartition des glissements confirme ce seuil altitudinal de 820m divisant la population en 2 sous-ensembles distincts et démontre l'existence d'une structure spatiale en agrégat.

L'inventaire des glissements du bassin du Puy supporte la comparaison avec d'autres inventaires (relation H/L -volume, magnitude/fréquence) ce qui « valide » le travail réalisé et permet de confronter les hypothèses interprétatives.

L'un des apports fondamentaux est l'existence de 2 générations distinctes de glissements (ancien et actuels) répondant à des déterminismes différents. Les fonctions puissance associées à chacun des 2 groupes diffèrent nettement et sont interprétées comme des limites géomorphologiques et physiographiques exprimant le fonctionnement de systèmes géomorphologiques différents. Les glissements anciens se calent sur une fonction puissance de $\beta = -1.54$ tandis que les glissements actuels sont définis par une fonction puissance de $\beta = -0.51$, soit une différence de fréquence/magnitude de $p^{1.36}$.

Le second apport majeur de l'analyse de l'inventaire est sans conteste la détermination de facteurs de contrôle globaux à l'échelle du bassin du Puy qui déterminent la répartition spatiale des glissements. Le premier facteur relevé est la nature des terrains géologiques avec 3 formations reconnues comme sensibles (formations quaternaires, Sables de la Laussonne et marnes de Ronzon). Le second facteur est l'altitude, expression des héritages géomorphologiques plio-pléistocènes qui impriment leur marque dans le fonctionnement du système géomorphologique contemporain. L'altitude de 820m est à la fois un seuil structural (contact basalte/sédimentaire pour la bordure Devès) mais également un seuil géomorphologique (limite des vagues d'érosion régressives post-remblaiements villafranchiens). Enfin, le troisième facteur, plus ténu, se révèle à l'échelle régionale. Le « couloir » de forte densité de glissements de terrain s'aligne parfaitement avec la faille bordière occidentale du bassin du Puy et l'axe thermique des Coirons. Cette structure se calque avec l'axe de subsidence maximale du bassin du Puy, là où la sédimentation tertiaire est la plus épaisse.

Un troisième apport, propre à la typologie experte présentée au chapitre 2, est la relative adéquation existant entre une discrimination morphométrique (selon la relation surface/profondeur) et la typologie experte. Bien qu'imparfaites, les correspondances existantes légitiment *a posteriori* les choix experts faits au chapitre 2.

Cette première détermination des facteurs de contrôle globaux appelle désormais à affiner l'analyse, aussi bien dans une optique fondamentale (comprendre les processus sous-jacents, déterminer des seuils, etc. – partie 2) que dans une optique plus applicative à terme (cartographie de la susceptibilité et de l'aléa, cartographie du risque, etc. – partie 3).

PARTIE 1 – CONNAITRE

CONCLUSION PARTIELLE

Cette première partie concentrée sur l'objet morphologique « glissement de terrain » nous a conduit à revisiter certains fondamentaux (les typologies notamment) et à aborder les différentes techniques offertes au géomorphologue afin de mener à bien son travail de connaissance des objets géomorphologiques, mais également de la structure spatiale de populations d'objets. Le travail réalisé dans le chapitre 1 nous a apporté quelques éclairages qui nous ont guidé pour la suite de notre travail.

Le travail fondamental et parfois fastidieux de description et de caractérisation des glissements fut un pilier de la typologie experte élaborée localement. L'effort d'harmonisation par rapport

aux typologies internationales autorise la comparaison avec d'autres inventaires et facilite ainsi le travail de confrontation. Bien que réalisée de manière experte, cette typologie est en partie validée par ses analogies avec une typologie morphométrique.

Enfin, au terme de ces 160 premières pages, nous pouvons esquisser les principaux facteurs de contrôle des glissements du bassin du Puy et désormais mieux appréhender la problématique en ayant une réflexion portant non plus sur les « glissements du bassin du Puy », mais sur les « glissements anciens et actuels du bassin du Puy ». Cette apparente dualité impose donc d'aborder l'objet glissement de terrain selon une démarche plus complète, intégrant aux facteurs classiquement utilisés, des facteurs marqueurs de temporalités plus longues.

PARTIE 2 – COMPRENDRE FACTEURS DE CONTROLE ET HERITAGES : DES FACTEURS LOCAUX AUX HYPERFACTEURS

Les glissements de terrain sont des phénomènes géomorphologiques contrôlés par un ensemble de variables physiques plus ou moins interdépendant et qui peuvent fluctuer dans le temps. Les facteurs de contrôle peuvent différer en fonction du type de glissement ainsi que les seuils. Connaître les facteurs de contrôle ouvre la voie à la compréhension des processus sous-jacents, mais également à la compréhension du fonctionnement du système « glissements de terrain ».

L'objectif de cette partie est donc de connaître les facteurs de prédispositions et de déclenchement des glissements en général, et du Puy en particulier, et de comprendre les processus sous-jacents. Cette compréhension impose également de replacer les glissements de terrain dans le système géomorphologique général du bassin du Puy, car ils en sont une composante fondamentale.

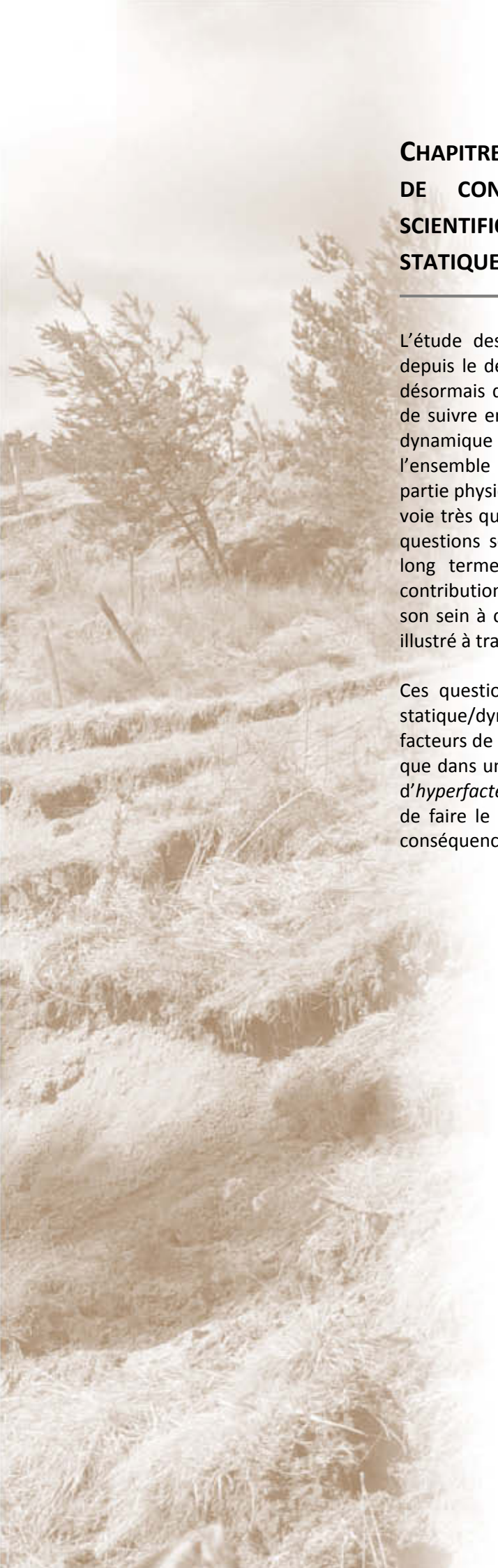
Cette partie se décline en 3 chapitres.

Le premier chapitre replace l'étude des facteurs contrôlant les glissements de terrain dans le paysage scientifique des géosciences. Nous essayons de faire le point sur les principales voies

de recherches explorées et leurs apports. Une réflexion est alors posée sur la dialectique statique/dynamique qui qualifie couramment les facteurs de contrôle.

Le chapitre suivant explore par le biais d'analyses statistiques les relations existantes entre facteurs de prédisposition actuels et présence de glissements de terrain. Les analyses bivariées permettent ainsi de bien visualiser les relations non linéaires qui peuvent exister entre un facteur et la présence de glissements. L'analyse d'événements déclencheurs potentiels (séisme, phénomène météorologique) est également abordée et les résultats offrent quelques perspectives intéressantes en terme de prévention. L'ensemble de ces résultats est ensuite mis en perspective avec notre connaissance experte du terrain afin d'interpréter et d'apporter plus de profondeur aux résultats quantitatifs.

Enfin, le dernier chapitre aborde le lien entre les glissements de terrain et le système géomorphologique du bassin du Puy. Nous illustrons dans ce dernier chapitre le concept d'*hyperfacteurs* à travers l'étude des discontinuités morphologiques (qui sont également des discontinuités temporelles) et la coévolution entre bassins-versant et géométrie des glissements. L'analyse et la datation de paléoglissements nous offrent la possibilité d'émettre quelques hypothèses sur l'impact des changements climatiques à l'échelle de l'Holocène et des interstades précédant le maximum wurmien.



CHAPITRE 4 – GLISSEMENTS DE TERRAIN ET FACTEURS DE CONTROLE : POSITION DANS LE PAYSAGE SCIENTIFIQUE ET REFLEXIONS SUR LA DIALECTIQUE STATIQUE/DYNAMIQUE

L'étude des glissements de terrain connaît une forte croissance depuis le début des années 90. Les progrès techniques permettent désormais d'avoir une connaissance intime des processus en jeu et de suivre en temps réel l'évolution des variables de contrôle sur la dynamique d'un glissement. Cet objet est très largement investi par l'ensemble des disciplines constituant les « géosciences » (pour la partie physique du phénomène) et la recherche a clairement pris une voie très quantitative et « dure » dans son acception « risque ». Des questions se posent alors sur l'intégration d'autres approches, de long terme et plus qualitatives, pouvant apporter leur lot de contributions à la thématique. La géomorphologie est soumise en son sein à ces tiraillements d'une manière générale ce qui est bien illustré à travers l'étude des mouvements de terrain.

Ces questionnements nous font pencher alors sur la dichotomie statique/dynamique communément admise pour qualifier les facteurs de contrôle. Nous estimons que cette distinction n'a de sens que dans une fenêtre temporelle donnée et introduisons le concept d'*hyperfacteurs*, facteurs dynamiques sur le long terme, permettant de faire le lien entre une approche de l'évolution du relief et ses conséquences en terme d'aléa gravitaire.

4.1. Positionnement de l'étude des *landslides* en géomorphologie

4.1.1. *Landslides*, bibliométrie et épistémologie

En 2009, Gokceoglu & Sezer (2009) publiaient un article faisant le point sur la place de la thématique *landslides* dans la bibliographie scientifique. Utilisant les mêmes bases de données que les 2 auteurs, nous remettons à jours les informations pour donner l'état de cette recherche à la fin de l'année 2010.

L'analyse de la fréquence des articles de revue concernant le sujet *landslide* sur la plateforme *Web of science*, montre qu'il y a 5546 articles à la fin 2010 traitant du sujet et qu'il existe une explosion des travaux effectués sur la question depuis une vingtaine d'années (**fig.99**).

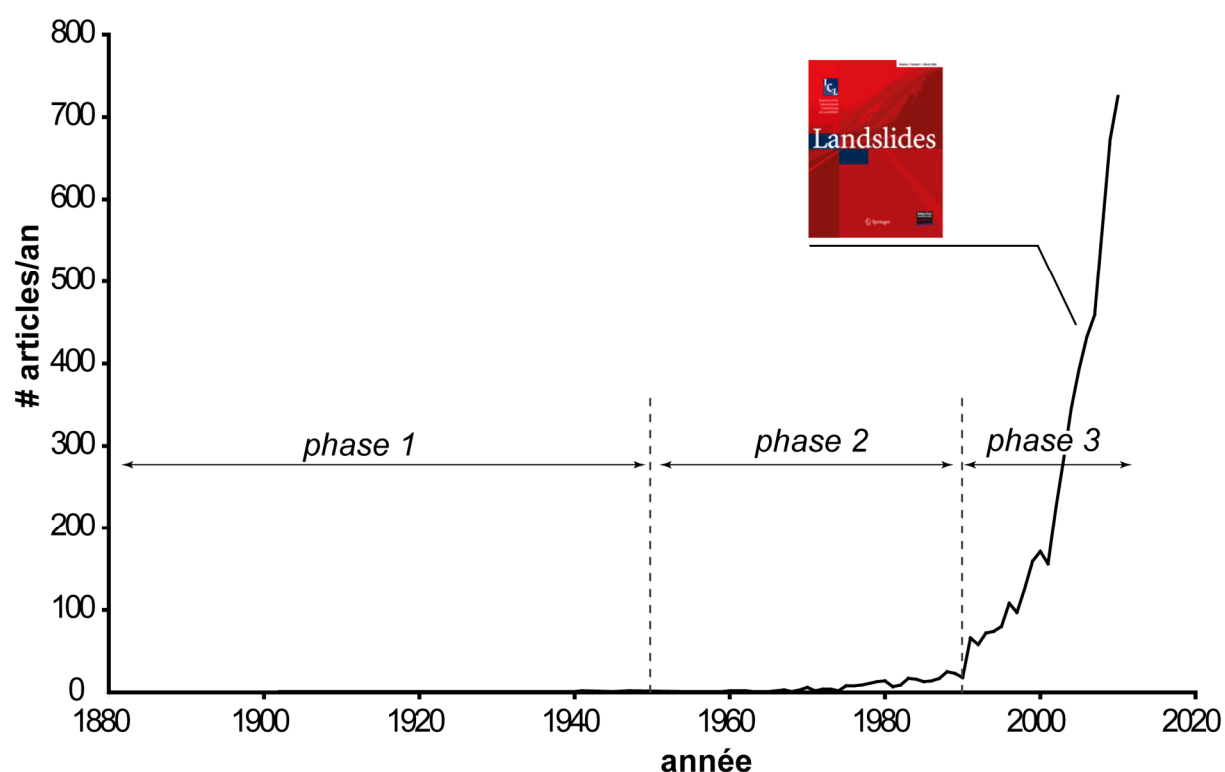


Figure 99 – Évolution du nombre de publications annuelles portant sur les *landslides* (sources : *Web of science*)

Nous définissons 3 phases de production d'articles de 1880 à 2010 :

- phase 1 – de 1880 au début des années 50,
- phase 2 – des années 50 au début des années 90,
- phase 3 – des années 90 à aujourd'hui

4.1.1.1. La première phase

La fin du 19^e siècle voit la naissance de la discipline géomorphologique dont les bases méthodologiques ont été vulgarisées par de La Noë et de Margerie (1888) tandis que Lapparent (1896) introduisait les nouveaux concepts de Davis à l'Université (Broc, 1975, 1977).

La charnière 19^e/20^e siècle est porteuse de nombreuses innovations scientifiques valorisant le legs des révolutions scientifiques du siècle passé (théorie de l'évolution de Darwin en 1859 notamment, travaux d'Henri Poincaré sur la sensibilité aux conditions initiales et l'espace des phases, théorie de la dérive des continents de Wegener en 1915, etc.). C'est dans ce contexte scientifique foisonnant que la discipline géomorphologique se forge ses assises théoriques avec notamment l'intégration du Cycle Géographique de Davis (1899 ; 1905), repris par la suite avec quelques ajustements, par De Martonne (Broc & Giusti, 2007) dans son *Traité de Géographie Physique* (1909).

Lors de cette première période, qui court de la fin du 19^e siècle à la sortie de la Seconde Guerre Mondiale, la géomorphologie s'évertue à inventorier et classifier les formes, mais également à interpréter l'évolution des paysages façonnés par l'érosion (*landscapes*). La théorie de Davis constitue certainement la colonne vertébrale de la discipline en France et outre-Atlantique, mais entraîne son lot de contestations et contre théories, notamment outre-Rhin (Penk, 1924), et occulte d'autres approches antérieures, dont certaines qui inspireront les géomorphologues de la seconde moitié du 20^e siècle (Powell, 1875 ; Gilbert, 1877). Globalement, la discipline peut s'apparenter à une *Denudation Geomorphology* où l'affrontement de la structure et du temps façonne un paysage voué au *downwearing* dans des conditions de stabilité tectonique ou au *backwearing* sous des conditions climatiques plus sèches (King, 1953).

Ces thématiques portant sur l'évolution des grands volumes occultent complètement l'analyse des modelés et très peu d'articles portent sur les mouvements de terrain, considérés comme une forme mineure. Sur cette période de près de 70 ans, seulement 23 articles portant sur la question sont recensés dans *Web of science*. Une lecture rapide des titres de ces publications et des revues montre qu'il s'agit essentiellement d'études de cas (description et approche empirique) et que le domaine est alors « réservé » aux géologues et ingénieurs (*Journal of Geology*, *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, etc.). Le sujet semble donc « dédaigné » des géomorphologues.

4.1.1.2. La seconde phase

Les années 50 voient de profondes mutations affecter la discipline avec l'arrivée du concept de système d'érosion (Cholley, 1950) puis avec la rupture davisienne et la promulgation de la *Process Geomorphology* chez les anglo-saxons, adaptée à la française en une Géomorphologie dynamique développée entre autres par Tricart (1965) et Cailleux et Tricart (1956). C'est une période houleuse marquée de luttes entre tenants des conceptions « modernes » et défenseurs des conceptions « classiques ». Les échanges entre Tricart et Klein sont croustillants, ce dernier auteur s'en expliquant dans ses ouvrages postérieurs (Klein, 1993, 1997, 1999). Calvet et Giusti (2010), dans leur préface de l'imposant ouvrage de Broc (2010) place l'âge d'or de la *Process Geomorphology* entre l'article fondateur de Horton (1945) et le livre de Schumm, *The Fluvial System* (1977). Dans sa *Trajectory of Geomorphology*, Church (2010) décortique bien les fondements de cette « nouvelle » géomorphologie qui puise ses concepts et méthodes dans la mécanique newtonienne et les écrits de Gilbert (1877 ; 1886 ; 1896) et profite des nombreuses innovations technologiques lui offrant des possibilités inégalées d'accumulation et de traitement de données. Le paradigme « d'équilibre dynamique », héritage de Gilbert, est repris par Hack (1960) dans son modèle d'évolution *time-independent*. Les reliefs deviennent alors l'expression du bilan des forces de résistance et d'évolution, les formes étant en perpétuel réajustement, laissant peu de place à l'existence d'héritages morphologiques. L'essentiel des recherches de cette période est basé sur la mesure et la quantification afin d'isoler les processus unitaires et fonder des théories de 1^{er} ordre, facilement applicables, ce qui a permis le développement d'une *Applied Geomorphology* s'apparentant réellement à de l'ingénierie environnementale répondant aux demandes sociétales (Church, 2010). Ce réductionnisme efficace a certes permis d'avancer dans la compréhension des processus de base, mais a coupé la géomorphologie de son approche globale des premières heures (Church, 2010).

Au cœur de cette période, la découverte fortuite par Lorenz et son Royal McBee, un des premiers ordinateurs, des systèmes chaotiques, ouvre la voie d'une nouvelle recherche (Lorenz, 1963). Une jeune génération de scientifique est en train de naître, évoluant d'abord en marge des sciences fondamentales (années 70), puis en les imprégnant dès les années 80 (Gleick, 2008). Les notions de système, non-linéarité, auto-organisation, etc. gagnent de nombreux champs disciplinaires, dont les géosciences avec notamment des auteurs comme Sornette (2000), Turcotte (1997) ou Phillips (1996 ; 2006). La géomorphologie « systémique » cherche à embrasser toute la complexité du relief et des formes, et ce, à toutes les échelles de temps et d'espace. L'article de Schumm & Lichty (1965) fut certainement précurseur en la matière tout comme celui de Brunsden & Thornes (1979) qui imposa le concept de *landscape sensitivity*, réintroduisant la possibilité d'héritages dans le système d'équilibre dynamique de Hack (1960). Cette école, baignée dans la *Process Geomorphology* et influencée par l'émergence de la systémique et de la complexité est à l'origine des théories de *Process-linkage* encore largement développées aujourd'hui (Bull, 1991).

L'essor urbain prodigieux de cette période fut accompagné de la prise de conscience des risques naturels et de la vulnérabilité des sociétés. La mise en place de programmes nationaux de cartographie du risque fut sans nul doute un moteur révélant l'intérêt des *landslides* et de leur étude. La base *Web of science* recense 353 articles portant sur les *landslides* durant ces 40 années. La lecture des titres exprime une recherche orientée nettement sur la compréhension des processus et la connaissance des facteurs de contrôle. Essentiellement basées sur des études de cas (avec des investigations géologiques et géotechniques lourdes) quelques études spatiales apparaissent timidement. Bien que certains géomorphologues commencent à publier sur le sujet (Crozier, Ballantyne entre autres), les revues contributrices restent essentiellement celles du domaine de la géologie et de la géotechnique (*Canadian Geotechnical Journal, Engineering Geology, Geological Society of American Bulletin, Geotechnique*). À noter cependant, lors de cette période, la contribution non négligeable de la revue *Earth Surface Processes and Landforms* à la thématique (7 articles).

4.1.1.3. La troisième phase

Depuis les années 90, et en parallèle au développement de l'étude des processus, les liens entre tectonique et processus de surface connaissent un regain d'intérêt dans la discipline (Burbank & Pinter, 1999 ; Bishop, 2007 ; Brocklehurst, 2010) offrant aux géomorphologues l'opportunité de relire et redécouvrir les théories cycliques des débuts à la lumière des acquis des dernières décennies. La révolution informatique et l'explosion des puissances de calcul permettent désormais d'utiliser des modèles couplés climat/versant/fluviaux/tectonique afin de tester les modèles théoriques d'évolution proposés lors du 20^e siècle (modèle de Davis et de Hack, notamment). Presque 1 siècle après, les questions d'évolution des grands volumes sur le long terme refont surface et avec elles, la réactualisation des 'vieilles conceptions cycliques' (Bishop, 2007). Les mouvements de masse sont étudiés ici sous l'angle de contributeurs aux bilans sédimentaires ou de perturbateurs du réseau hydrologique (Ouimet *et al*, 2007) mais également comme des objets dépendants de l'évolution du relief à petite échelle et, à ce titre, comme des indicateurs des niveaux d'évolution géomorphologique (Korup *et al*, 2010).

L'essor de nouvelles technologies d'analyse de la surface (LiDAR, interférométrie, etc.), de la profondeur (géophysique de surface), de la déformation des objets (géodésie de précision), du stockage et de l'analyse de données géoréférencées (SIG) a renforcé l'analyse fine d'objets particuliers et permit de constituer des bases de données considérables, aujourd'hui disponibles pour la communauté scientifique. Dans le même temps, le développement des méthodes de datations sur le long terme (nucléides cosmogéniques, thermoluminescence, etc.) autorise désormais le calcul de bilan d'ablation et la quantification de l'évolution du relief, alimentant ainsi des modèles numériques (Bishop, 2007). Cet état de fait est sans nul doute à l'origine de la production croissante de connaissances scientifiques sur le sujet. S'ajoute à ces développements technologiques, des

développements institutionnels avec, pour le cas européen, la mise en place de nombreux programmes de recherche dans les années 90 (EPOCH, TESLEC, NEWTECH, etc.) relayés dans les années 2000 par d'autres programmes tels que ALARM, MOUNTAIN-RISKS, ARMONIA, etc. La création du Centre Européen sur les Risques géomorphologiques (CERG) en 1988 a permis de fédérer toute une communauté scientifique et d'amorcer une synergie de recherche qui s'est concrétisée par de très nombreuses collaborations européennes, à l'origine des nombreux travaux réalisés par la suite.

Près de 8300 publications sont recensées sur ces 20 dernières années avec une prédominance des études portant sur le risque gravitaire (*engineering geological*). Le risque étant un thème éminemment géographique, les géomorphologues ont introduit le domaine avec notamment l'étude de populations de glissements (géostatistique, modèles probabilistes, etc.). La création de revues spécialisées sur le risque naturel à la fin des années 80 (*Natural Hazards*) et au début des années 2000 (*Natural Hazards & Earth System Sciences*, *Landslides*) ainsi que le développement de la revue *Geomorphology* ont accompagné la production scientifique et offert les supports de diffusion.

4.1.2. Bilan général et état de la recherche sur les *landslides* aujourd'hui

À l'heure actuelle, 5 revues se partagent la moitié des publications (**fig.100**), certaines spécialisées sur la question du risque naturel (*Natural Hazards*, *Natural Hazards & Earth System Sciences*), d'autres plus généralistes (*Geomorphology*, *Engineering Geology*). Hormis *Engineering Geology* qui publiait des articles sur la question avant les années 90, les 4 autres revues « phares » sont plus opportunistes et ont accompagné l'évolution scientifique et répondu à la demande sociétale.

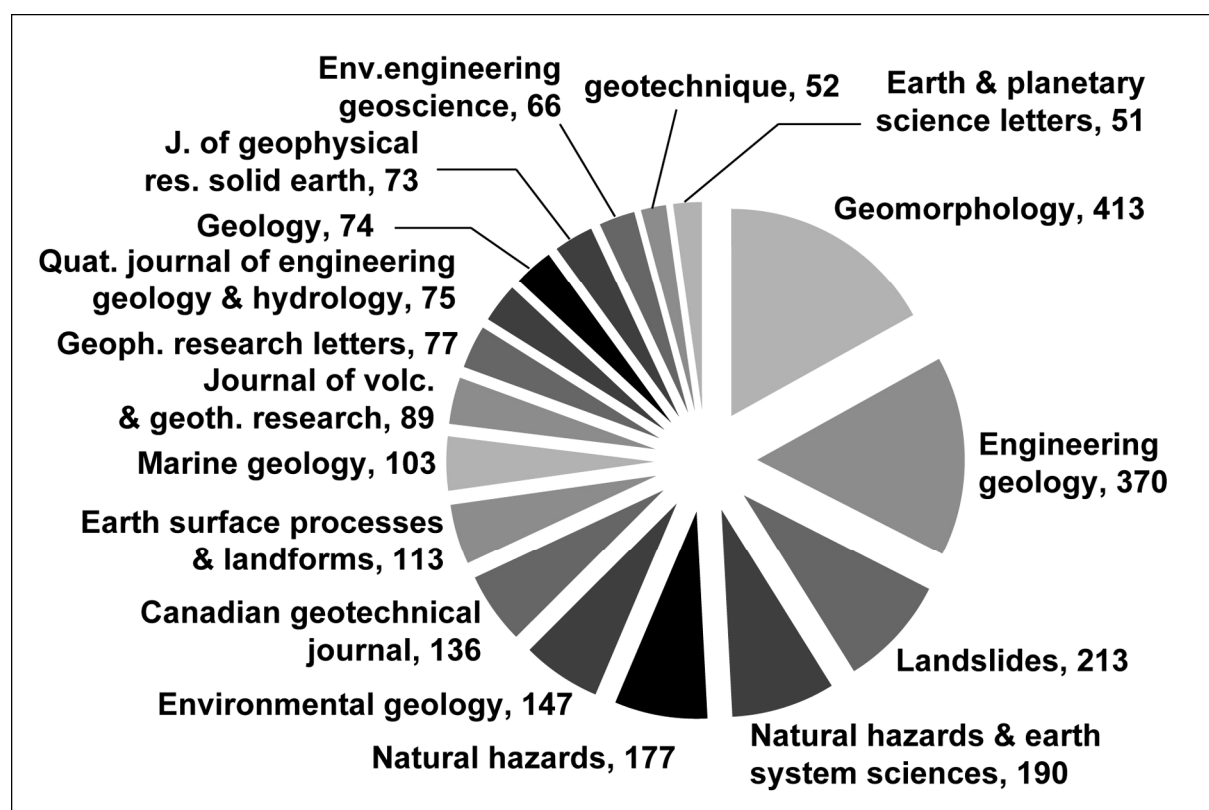


Figure 100 - Répartition des articles publiés de 1902 à 2010 par revue, sources : Web of science

La répartition géographique des pays contributeurs d'articles (**fig.101**) place les pays « occidentaux » (Amérique du Nord, Europe de l'Ouest, Australie, Japon) ainsi que l'Inde et la Chine en pointe de cette recherche. De nombreuses publications proviennent également de Russie, mais celles-ci n'apparaissent pas dans les revues internationales et impliquent de passer par des canaux spécifiques pour les obtenir. La recherche en Amérique du Sud est en expansion, cette problématique concernant évidemment les mégapoles qui s'y développent ainsi que les reliefs andins. Le continent africain reste sans nul doute délaissé par la recherche internationale, peu d'organismes ou d'institutions s'y établissant (citons l'IRD pour la France) et peu de programmes de recherche y ayant cours. Les raisons de cet abandon mériteraient certainement une recherche plus approfondie (vieux cratons arasés défavorables aux dynamiques de versant ? Instabilités politiques ? Caractère aléatoire du travail sur place ?).

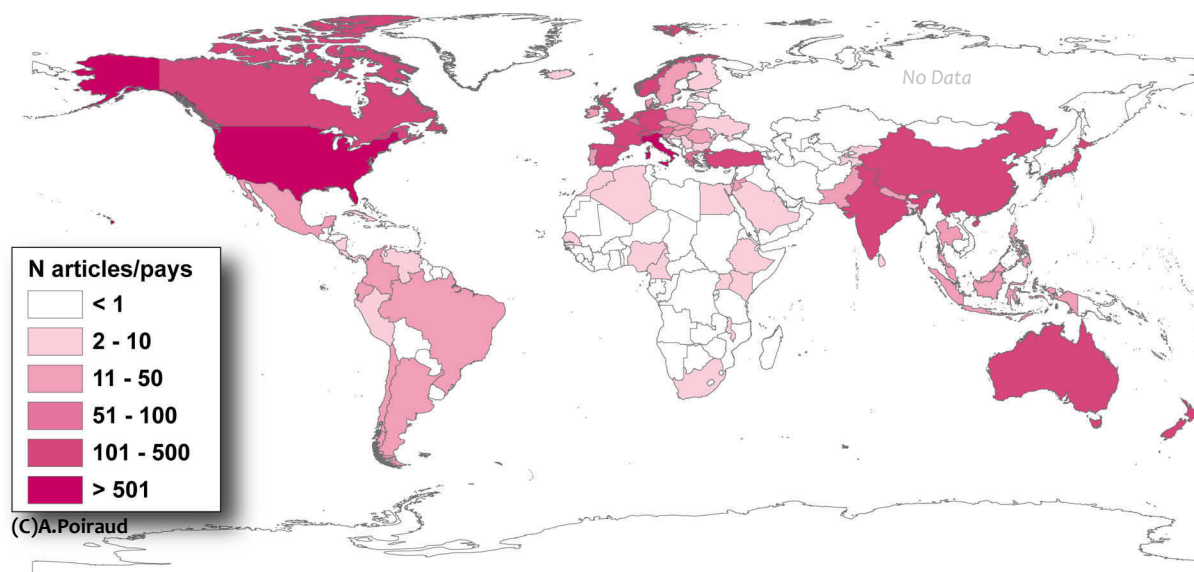


Figure 101 - Répartition par pays du nombre d'articles concernant les *landslides* depuis 1902, sources : *Web of science*

La recherche sur les instabilités gravitaires est en plein mouvement et les constats actuels seront certainement très vite obsolètes. En effet, les pays asiatiques et la Chine en particulier sont très dynamiques en la matière avec 3 contributeurs financiers principaux parmi les 10 premiers donateurs mondiaux sur le sujet. Si l'USGS reste encore, et de loin, le premier producteur institutionnel d'articles scientifiques, les institutions chinoises prennent de plus en plus de « part de marché » et arrivent en 3^{ème} position. À noter que le CNRS, avec 43 articles sur le sujet, se place en 21^{ème} position mondiale et que cette contribution revient pour moitié à une seule équipe, à savoir l'équipe de Strasbourg/Caen (38 articles avec les comptes doubles). Évidemment, cette position reste relative au vu des collaborations existantes et publications conjointes avec des universités comme Utrecht (16^{ème} rang) ou Bologne (11^{ème} position).

Plusieurs thématiques de recherche composent aujourd'hui le paysage de la recherche sur les facteurs de contrôle des glissements de terrain (**tab.9**).

Tableau 9 – Synthèse des thématiques de recherche actuelles portant sur les facteurs de contrôle ou l'apport des mouvements de terrain dans la compréhension de la thématique.

Thématiques	Exemple de travaux	Références
Processus hydroclimatiques	Relations précipitations/niveau de nappe /mobilité des glissements	Maquaire, 1997, 2000, 2002 ; Malet, 2003 ; Malet <i>et al.</i> , 2005 ; Lissak <i>et al.</i> , 2009 ; Gasparetto <i>et al.</i> , 1996 ; Anson & Hawkins, 2002 ; Oswald, 2003 ; Wang & Sassa, 2003 ; Okamoto <i>et al.</i> , 2004 ; Binet <i>et al.</i> , 2007 ; McFarlane, 2009 ; Mangeney, 2011
	Modèle de comportement et de mobilité hydromécanique	Van-Asch <i>et al.</i> , 2007 ; Quan-Luna <i>et al.</i> , 2011
	Relation intensité/durée et déclenchement de glissements	Godt <i>et al.</i> , 2006 ; Marques <i>et al.</i> , 2007 ; Chang <i>et al.</i> , 2008 ; Dahal & Hasegawa, 2008 ; Hong & Adler, 2008 ; Saito <i>et al.</i> , 2010
	Durée/précipitations cumulées	Corominas & Moya, 1999 ; Li <i>et al.</i> , 2011
	Précipitations jour/précipitations antécédentes	Glade <i>et al.</i> , 2000 ; Godt <i>et al.</i> , 2006
	Indices d'agressivité climatique	Gregori <i>et al.</i> , 2006
	Mécanismes de rupture liés aux conditions hydrogéologiques	Iverson, 2000 ; Binet <i>et al.</i> , 2007
	« marées atmosphériques »	Schulz <i>et al.</i> , 2009 ; Stark, 2009
Connaissance des matériaux	Caractéristique des matériaux à la rupture	Wan & Kwong, 2002 ; Wang <i>et al.</i> , 2002 ; Maquaire <i>et al.</i> , 2003 ; Avanzi <i>et al.</i> , 2004 ; Martins-Campina, 2005 ; Grandjean <i>et al.</i> , 2006 ; Segalini <i>et al.</i> , 2009
	Modélisation cinématique et géotechnique	Brooks <i>et al.</i> , 2002 ; Eberhardt <i>et al.</i> , 2005 ; Coppola <i>et al.</i> , 2006 ; Van-Asch <i>et al.</i> , 2006 ; Poisel <i>et al.</i> , 2009
Séisme	Rôle des séismes dans le déclenchement des mouvements de terrain	Keefer, 2002 ; Evans <i>et al.</i> , 2009 ; Koukis <i>et al.</i> , 2009 ; Havenith & Bourdeau, 2010 ; Tatard, 2010
Géométrie et topographie	Rôle des discontinuités	Guadagno <i>et al.</i> , 2005, Khattak <i>et al.</i> , 2010
	Position sur le versant	Fernandes <i>et al.</i> , 2004 ; Gao & Maro, 2010
	Paléotopographie	Bièvre <i>et al.</i> , 2011
Occupation du sol	Impact des modifications de la couverture végétale à différents pas de temps	Bonvallot, 1984 ; Chang & Slaymaker, 2002 ; Glade, 2003, Dapples, 2002 ; Remondo <i>et al.</i> , 2005
Bilan sédimentaire	Rôle des glissements de terrain dans le bilan sédimentaire des bassins versants	Hovius <i>et al.</i> , 1997 ; Hovius <i>et al.</i> , 2000 ; Martin, 2000 ; Hovius & Stark, 2006 ; Fort <i>et al.</i> , 2010 ; Larsen <i>et al.</i> , 2010, Marston, 2010
Changement climatique	Relation climat/niveau d'activité gravitaire	Gonzalez-Diez <i>et al.</i> , 1996 ; Busche, 2001 ; Dapples, 2002 ; Demoulin <i>et al.</i> , 2003 ; Tellini & Chelli, 2003 ; Trauth <i>et al.</i> , 2003 ; Soldati <i>et al.</i> , 2004 ; Geertsema & Clague, 2006 ; Hradecky <i>et al.</i> , 2007 ; Panek <i>et al.</i> , 2008b ; Gioia <i>et al.</i> , 2010 ; Panek <i>et al.</i> , 2010
	Glissements = géoindicateurs des conditions climatiques	Owen, 1991 ; Borgatti & Soldati, 2003 ; Canuti <i>et al.</i> , 2004 ; Damm & Terhorst, 2010
	Activité gravitaire et déglaciation	Oswald, 2003 ; Holm <i>et al.</i> , 2004 ; Seijmonsbergen <i>et al.</i> , 2005 ; Cossart <i>et al.</i> , 2008 ; Sellier, 2008 ; Le-Roux, 2009 ; Seong <i>et al.</i> , 2009 ; Mercier, 2010 ;
Évolution du relief	Bilan sédimentaire et bilan érosif	Densmore <i>et al.</i> , 1998 ; Niemi <i>et al.</i> , 2005 ; Weidinger & Korup, 2009 ; Korup <i>et al.</i> , 2010 ; Quimet, 2011 ; Parker <i>et al.</i> , 2011
	Interaction réseau hydrographique/mouvements de terrain	Korup, 2006 ; Quimet <i>et al.</i> , 2007 ; Quimet <i>et al.</i> , 2008
	<i>knickpoints</i>	Mather <i>et al.</i> , 2002 ; Griffiths <i>et al.</i> , 2005 ; Bigi <i>et al.</i> , 2006 ; Hiraishi, <i>submitted</i>
Évolution des édifices volcaniques	Destruction des édifices volcaniques	Marti <i>et al.</i> , 1997 ; Belousov <i>et al.</i> , 1999 ; Ablay & Hürlimann, 2000 ; Lomoschitz <i>et al.</i> , 2002 ; Carrasco-Nunez <i>et al.</i> , 2006 ; Gudmundsson, 2009

Finalement, cet objet « glissement de terrain » (et plus largement mouvement de terrain) est abordé de nombreuses manières, à des échelles très différentes et suivant des objectifs qu'il semble parfois difficiles de lier. La communauté est dynamique et plurielle et les progrès considérables réalisés durant ces 20 dernières années permettent aujourd'hui de proposer des outils efficaces en terme de prévention, remédiation ou sensibilisation (voir à ce sujet le site <http://www.besafenet.net/>).

L'étude des glissements de terrain, on l'a vu, est un objet fortement lié à la thématique du risque. De par les disciplines qui ont toujours étudié cet objet, mais également du développement de l'étude des processus, l'approche des glissements de terrain, dans ce cadre, reste très attachée aux méthodes et concepts de la géomorphologie dynamique. Le pont semble délicat à franchir avec l'étude des reliefs et des grands volumes, domaine qui s'intéresse également aux mouvements de masse. Tandis que les échelles de temps se limitent à la vie d'un homme dans une logique « risque », elle dépasse le million d'années pour l'étude de l'évolution des grands volumes. Si les échelles de réflexion se concentrent sur l'objet ou le bassin de risque en géomorphologie dynamique, elles dépassent souvent la centaine de km² pour l'étude des reliefs. Korup & Clague (2009) et Korup *et al.* (2010), de par leurs travaux, pensent cependant que les apports de l'étude du temps profond peuvent être positifs à une approche de l'aléa et que des ponts sont réalisables entre ces 2 approches.

Cette question majeure du point de vue du chercheur sur l'objet d'étude glissement de terrain nous renvoie vers la question de l'échelle d'appréhension des facteurs de contrôle.

4.2. De la dialectique statique/dynamique aux hyperfacteurs

Dans l'étude de l'aléa gravitaire, les facteurs de contrôle sont classiquement distingués selon qu'ils sont statiques (facteurs de prédisposition) ou dynamiques (facteurs déclenchants). Ces définitions sont à comprendre selon l'échelle de temps des processus, c'est-à-dire, une certaine instantanéité géologique (année, décennie, siècle tout au plus). Or, ce qui est statique à l'échelle du processus peut être dynamique à l'échelle de l'évolution des reliefs (Schumm & Lichty, 1965). En ce sens, et en étant fidèle à la philosophie de Korup *et al.* (2010), nous proposons d'intégrer, sur les bases des recherches bibliographiques en partie présentées précédemment, une troisième catégorie de facteurs, dynamiques sur le long terme, ce qui les rend statiques sur le court et moyen terme : c'est ce que nous appelons les *hyperfacteurs*.

Ces *hyperfacteurs* regroupent essentiellement des discontinuités ou ruptures spatio-temporelles à l'échelle de l'évolution du relief (changement climatique, *knickpoints*, stade d'évolution géomorphologique). En ce sens, ils se rapprochent du concept de *brisure de symétrie du temps* développé par Prigogine (1996) et repris par Delannoy (1997) à propos de l'évolution des systèmes karstiques. Cette notion de *brisure de symétrie* est intéressante en terme d'aléa sur le long terme, car elle rejoint les concepts de résilience géomorphologique et permet de déterminer les entités de relief résistantes aux changements ou non.

Nous définissons donc 2 temporalités pour aborder les facteurs de contrôle :

- le temps du « risque » - temps séculaire, vie d'un homme
- le temps du « relief » - temps profond, au moins la durée d'un cycle d'érosion

4.2.1. Le temps du risque : les facteurs statiques

L'analyse d'une centaine d'articles scientifiques portant sur la détermination empirique des facteurs de contrôle (croisement de facteurs avec la présence de glissements) permet de hiérarchiser grossièrement les facteurs statiques les plus favorables au déclenchement de glissements (33 articles sur la centaine lue permettent de classer convenablement les facteurs utilisés, **fig.102**).

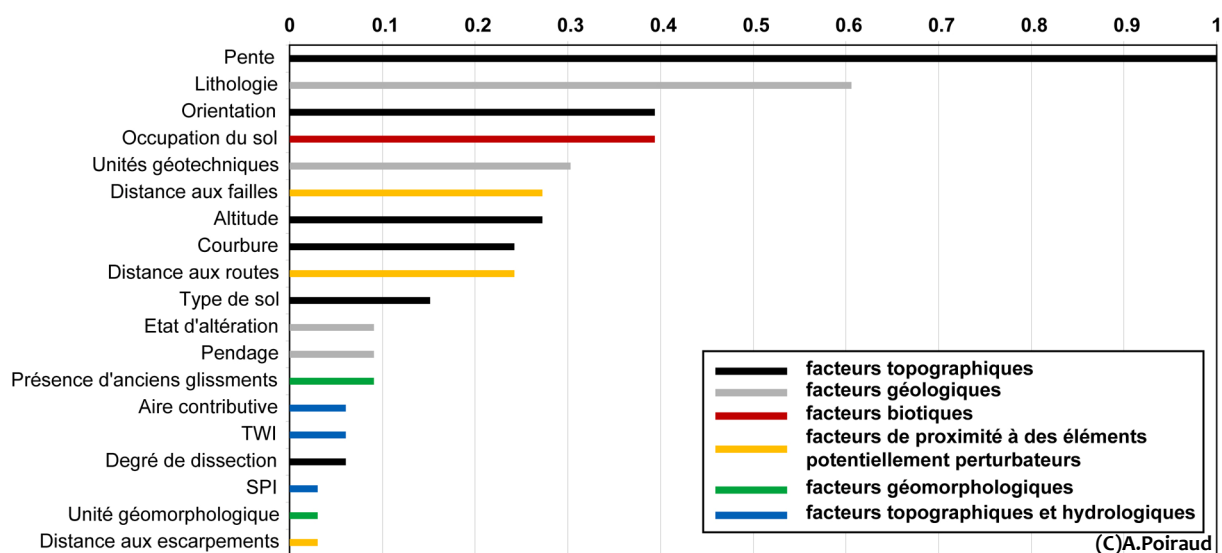


Figure 102 – Hiérarchisation des facteurs statiques utilisés pour l'analyse du déclenchement des glissements de terrain

4.2.1.1. Les facteurs topographiques (et hydrologiques)

La pente, dérivée première de l'altitude, est de loin le facteur le plus récurrent et conditionne localement la valeur des forces tractrices, mais également les capacités de drainage superficiel du sol (Indice topographique d'humidité, TWI ou indice érosif, SPI). Elle est indispensable au fonctionnement des modèles de stabilité qui sont conceptuellement construits autour de ce facteur (Terzaghi, 1950, 1967) et qui y sont sensibles. Par exemple, le modèle de pente infinie (Skempton & DeLory, 1957), et ses dérivés (Montgomery & Dietrich, 1994), certainement un des plus communément utilisés dans les calculs simples de stabilité, se définit selon (14) :

$$F_s = \frac{c' + [\gamma Z - m \gamma_w] \cos^2 \beta \tan \phi'}{\gamma Z \sin \beta \cos \beta} \quad (14)$$

avec c' , la cohésion effective (kN/m^2), γ , poids de la masse de sol (kN/m^3), Z , la profondeur du sol (m), m , la portion de sol saturée par la nappe, γ_w , la densité de l'eau (kN/m^3), β , angle de la pente ($^\circ$) et ϕ' , l'angle de frottement interne effectif ($^\circ$).

Dans le cas des processus de fluage lent, Moeyersons (1990) a montré, pour les sols de la colline de Rwaza au Rwanda, que la pente jouait sur la profondeur de la déformation. En effet, pour une contrainte normale de 200 kN/m^2 , le sol se déforme à partir d'une contrainte tangentielle de 2.45 kN/m^2 ce qui donne une profondeur de déformation de près de 1.9 m pour une pente de 5° , 51 cm pour une pente de 20° et à peine 33 cm pour une pente de 40° , l'augmentation de la pente favorisant dans ce cas la superficialité des déformations.

La courbure (concavité/convexité) est une dérivée première de la pente (dérivée seconde de l'altitude). Son utilisation sert surtout à repérer les ruptures de pente favorables aux changements de

conditions hydrologiques ou pédologiques (convexité) ou les zones préférentielles d'accumulations des eaux de surface et de matériaux superficiels (concavité). Il n'existe pas de recherche sur ce point particulier si ce n'est de manière empirique lors des corrélations statistiques entre occurrence de glissement et facteurs statiques (Ohlmacher, 2007). Un dérivé de cette approche, basé sur les analyses de voisinage (*neighborhood analysis*), est la détermination d'un index topographique (TPI) permettant de classer automatiquement les formes. Plusieurs classifications existent dont celle de Jenness (2006), développé dans le module *Topography Tools* d'ArcGIS® ou celle de Pellegrini (1995) dans le module *Toposhape* d'Idrisi®. L'algorithme calcule, pour chaque pixel du MNT, la différence entre son altitude et l'altitude moyenne de la fenêtre mouvante, caractérisée par des dimensions fixées au préalable. Les valeurs du TPI varient de $-\infty$ (point bas, dépression, vallée) à $+\infty$ (point haut, crête, sommet). Bien entendu, cette valeur est extrêmement sensible à la taille de la fenêtre glissante ce qui rend son utilisation délicate et peu fréquente (Ercanoglu, 2005).

Les autres paramètres (orientation, altitude, fractalité, etc.) ne font pas non plus l'objet d'études spécifiques et sont surtout reliés à l'occurrence de glissements par le biais d'approches statistiques. Signalons que l'orientation peut être un révélateur de phénomènes météorologiques (exposition aux flux atmosphériques dominants) ou des effets du pendage des couches géologiques constituant le versant.

Des dérivées topographiques plus récemment utilisées dans l'étude de la répartition spatiale des glissements sont celles apportant une information sur le patron hydrologique. Deux d'entre elles sont particulièrement reconnues pour leur pertinence :

- le *Topographic Wetness Index* (TWI) ou Indice Topographique d'humidité du sol,
- le *Stream Power Index* (SPI) que l'on pourrait traduire par indice d'érosion par ruissellement.

Le TWI a été développé par Beven & Kirkby (1979) afin de prévoir le comportement des ruissellements de surface dans un bassin versant. En chaque point du bassin versant, le TWI permet de quantifier la relation entre l'aire contributive du point et sa pente et donc, sa capacité à laisser s'écouler ou retenir les flux hydrologiques superficiels. Le TWI se calcule selon la formule (15) :

$$TWI = \ln \left(\frac{A}{\tan \beta} \right) \quad (15)$$

avec A , aire contributive en m^2 et β , pente locale en $^\circ$. Le TWI est une approche simple de l'imbibition du sol en surface, de la potentialité d'accumulation d'eau superficielle. Sa valeur varie de 0 à $+\infty$, une valeur proche de 0 signifiant un départ d'eau (sec) tandis que les valeurs élevées signifient une potentialité à la rétention d'eau superficielle.

Le SPI est une mesure de la capacité érosive de l'eau dans l'hypothèse qu'il existe un lien de proportionnalité entre le flux et l'aire de contribution (Moore *et al.*, 1991). Il se définit comme le produit de l'aire contributive et de la pente locale (16) :

$$SPI = A \tan \beta \quad (16)$$

Ces indices et leurs dérivés sont développés par Wilson & Galant (2000) et sont de plus en plus souvent utilisés pour la modélisation de la susceptibilité ou de l'aléa glissement de terrain (Conoscenti *et al.*, 2008 ; Nefeslioglu *et al.*, 2008 ; Yilmaz, 2009 ; Regmi *et al.*, 2010a, 2010b).

L'ensemble de ces informations est tiré du MNT (altitude) ce qui implique que les données obtenues sont des dérivées d'ordre n . Il est donc important de s'assurer de la non-redondance des couches d'information avant de faire l'analyse (la fractalité est fortement corrélée à la pente par exemple).

4.2.1.2. Les facteurs géologiques (et proximité des failles)

Le principal facteur géologique étudié est la nature du matériau. Nous n'allons pas brosser l'ensemble des études portant sur cette thématique, mais insisterons, à partir de quelques exemples, sur l'importance prise par les matériaux argileux dans l'initiation du phénomène de rupture.

Maquaire *et al.* (2003) ont caractérisé finement les marnes noires callovo-oxfordiennes de la région de Barcelonnette. Leur étude a montré la différence de comportement mécanique entre le matériau en place, plus résistant, et le matériau remanié, moins résistant à la rupture jusqu'à une contrainte normale de 200kPa. Cependant, la résistance dans le temps des marnes noires remaniées tend à augmenter avec l'augmentation de l'angle de frottement interne résiduel.

Hürlimann *et al.* (2001) ont montré la part importante qu'occupaient les sols résiduels infravolcaniques dans la déstabilisation des édifices volcaniques. En effet, issus de l'altération des phonolites, ces sols argileux sont riches en halloysite, un minéral argileux proche de la kaolinite, et plastiques. La cuisson consécutive aux épanchements basaltiques qui les ont ensuite recouverts a cassé les ponts physico-chimiques entre les particules. Leur comportement mécanique s'en trouve profondément modifié, le ϕ'_r passant de 45° en surface sous faibles contraintes constantes à moins de 30° en profondeur avec l'augmentation des contraintes.

Yalcin (2007 ; 2011) investigate les matériaux de plusieurs glissements de terrain en Turquie et insiste sur l'importance de la minéralogie des argiles, notamment la sensibilité des illites et montmorillonites, et sur la relation entre l'occurrence des glissements et la distribution des tailles de particules. L'ensemble de ces éléments contrôle la capacité de rétention en eau des sols et favorise l'augmentation des pressions interstitielles et le changement d'état rhéologique.

Wan & Kwong (2002) analysent les caractéristiques d'un matériau de glissement d'Honolulu dont la fraction argileuse est riche en matériel amorphe (> 55%) et montrent que la rupture brise les ponts physico-chimiques du matériau, entraînant une chute importante de ses caractéristiques mécaniques (faibles valeurs résiduelles, **fig.103.1**). Ce matériau devient par la suite très plastique (consistance de gel) et donc sensible à l'augmentation des contraintes normales (baisse rapide de la résistance).

Wen *et al.* (2007) caractérisent les argiles des surfaces de glissement de 170 glissements dans la zone des 3 Gorges en Chine. Leurs principales conclusions portent sur les relations étroites entre l'angle de frottement interne résiduel et les taux et caractéristiques des argiles pour les échantillons purgés de leur matériel grossier (**fig.103.1**), et sur la relation entre l'angle de frottement interne résiduel et le rapport graviers/fines des matériaux *in situ*.

Tiwari & Ajmera (2011), à partir d'échantillons artificiels de différentes compositions, arrivent à corréliser le ϕ'_{eff} avec les taux de kaolinite, montmorillonite et quartz (**fig.103.2**). Leurs résultats expérimentaux sont validés par des échantillons de terrains avec des marges de confiance de $\pm 15\%$.

Kaya (2009) étudie l'influence des proportions de smectite et de l'espace interfoliaire sur l'angle de frottement interne résiduel. Il conclut sur l'importance du contrôle de la valeur de ϕ'_r par la proportion de smectite, un taux > 16% entraînant une chute de la résistance (**fig.104.1**). L'auteur remarque également une chute rapide du ϕ'_r pour un espace interfoliaire de 0 à 4 Å puis une baisse régulière pour les valeurs comprises entre 4 et 14 Å (smectites, **fig.104.2**). Il explique cet état de fait

par la théorie de Debye-Huckel qui implique une baisse de l'épaisseur de la double couche électrique avec l'augmentation de la charge cationique (valence). La baisse de l'épaisseur de la double couche électrique implique une augmentation des résistances par augmentation de la densité des particules cationiques.

Summa *et al.* (2010) analysent des argiles plio-pléistocènes provoquant des glissements de terrain en Italie. Les auteurs y montrent la relation inverse entre le ϕ'_r et le taux de silicates en feuillets et la relation concordante entre le ϕ'_r et le taux de calcite. Nakamura *et al.* (2010) montrent que la présence des minéraux à feuillets orientés tend à faire baisser le ϕ'_r et à contrôler l'initiation des glissements.

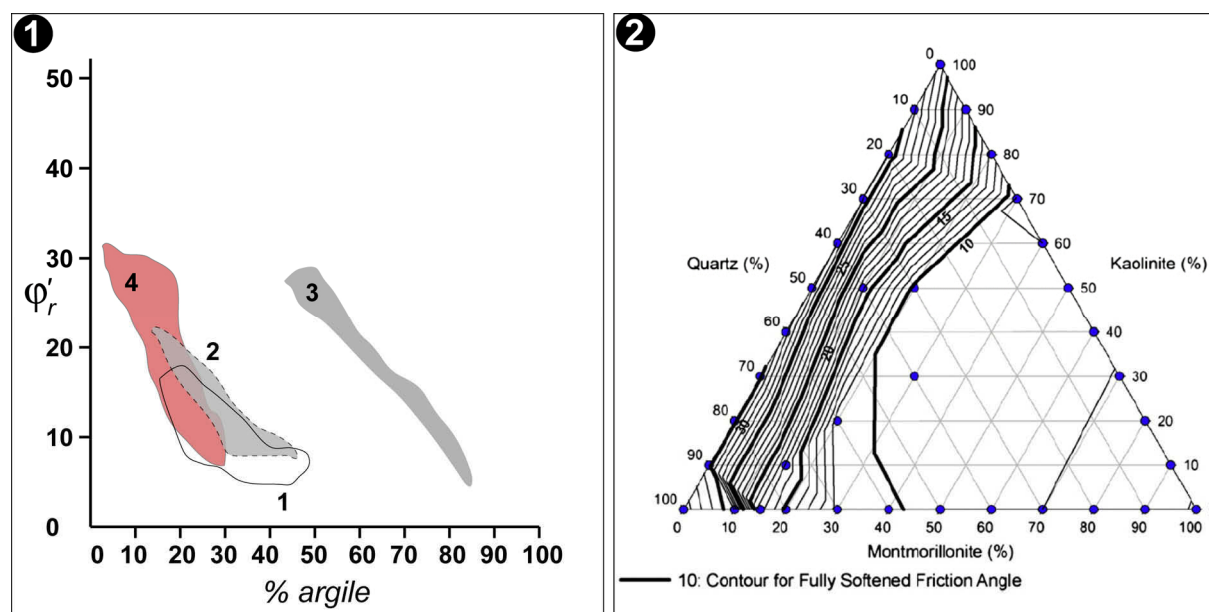


Figure 103 - Relations entre % argiles, minéralogie et propriétés mécaniques. 1) relation entre angle de frottement interne résiduel et taux d'argile avec 1- glissement de type I, 2- glissement de type II et III (Wen *et al.*, 2007), 3- argiles amorphes (Wan & Kwong, 2002), 4- synthèse de sols japonais (Kaya, 2009). 2) relation minéralogie et angle de frottement interne effectif (Tiwari & Ajmera, 2011)

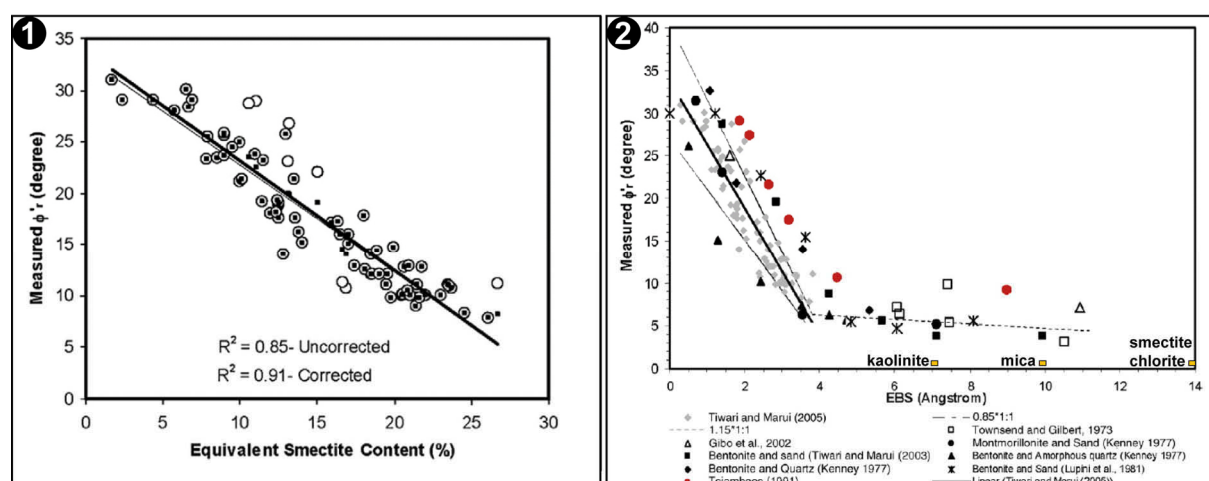


Figure 104 – Relations entre % argiles, minéralogie et propriétés mécaniques. 1) relation entre taux de smectite et angle de frottement interne résiduel (Kaya, 2009). 2) relation entre la moyenne pondérée des espaces interfoliaires et l'angle de frottement interne résiduel (modifié de Kaya, 2009)

Ce bref survol des quelques études portant sur ces relations fait ressortir la variabilité de la sensibilité des argiles et la nécessité des études minéralogiques pour discerner les types de minéraux argileux qui les composent. Les groupes des smectites et phyllosilicates à feuillet orientés sont reconnus pour leur influence sur la stabilité des matériaux (baisse du ϕ_r , limite de plasticité et liquidité basse et hydrophilie). Les allophanes sont également un groupe aux propriétés mal définies, mais ayant la capacité de devenir très plastiques sous certaines conditions de saturation et après avoir été mobilisées.

La distance aux failles actives est reconnue pour être un élément important expliquant la répartition des glissements de terrain. Ce point, plus amplement développé dans les facteurs dynamiques (facteur sismique), peut cependant être illustré par les travaux de Gorum *et al.* (2011) et Huang & Li (2009) sur les conséquences gravitaires du séisme de Wenchuan, le 12 mai 2008 (**fig.105**).

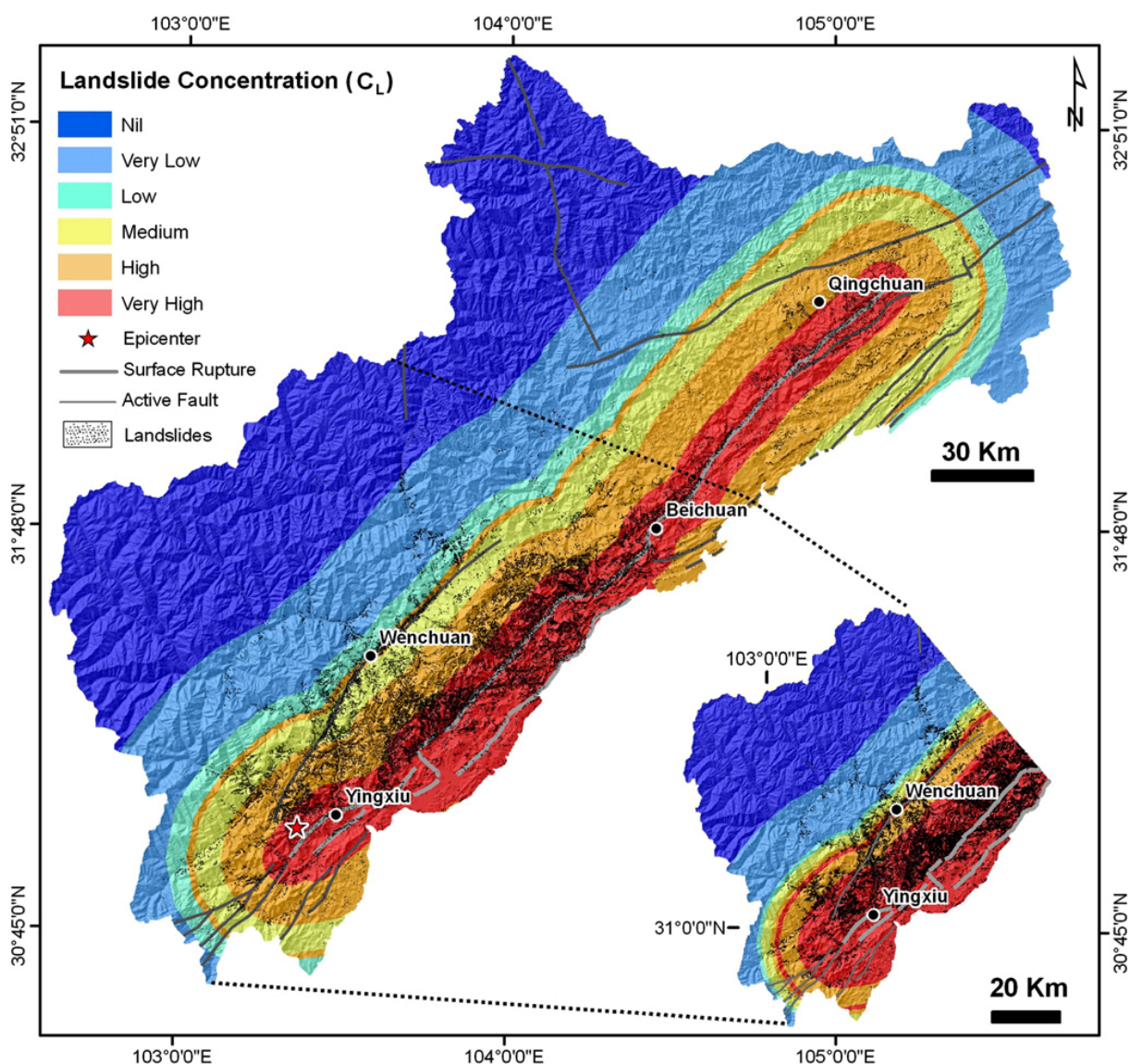


Figure 105 – Densité de glissements de terrain induits par le séisme de Wenchuan le 12 mai 2008 (M=7.9) en Chine. In Gorum *et al.*, 2011

Ce séisme de magnitude $M=7.9$ a fait rejouer les failles de Belchuan et Pengguan selon un système compressif. Les auteurs montrent bien les effets complexes et la trivialité parfois de la relation distance épiscoptrale et densité de glissements induits. En effet, un très net *hanging-wall effect*

contrôle la répartition globale des glissements induits (occurrence systématique sur le bloc tectonique soulevé en contexte compressif) tandis que la variation des densités de glissements induits est mieux corrélée à la distance aux failles qui ont rejoué plutôt qu'à l'épicentre du séisme (Huang & Li, 2009 ; Gorum *et al.*, 2011).

Cet exemple, tout à fait illustratif, montre l'importance des failles actives et de leur géométrie dans le contrôle de la répartition des glissements à l'échelle régionale. Bien que l'activité sismique soit considérée comme un facteur déclenchant (facteur dynamique, *triggering factor*), le patron structural quant à lui est bien un déterminant statique qui peut imprimer sa marque aux phénomènes superficiels.

4.2.1.3. Le facteur biotique

Nous n'aborderons ici que le cas de la couverture végétale et non les infrastructures humaines (que l'on peut considérer comme biotique selon une vision non *anthropocentrée*). Ce facteur peut être considéré comme statique à un instant *t* (le temps de l'analyse ponctuelle pour une étude d'aléa) mais dynamique sur plusieurs décennies (évolution de l'instabilité potentielle dans le temps, Vanacker *et al.*, 2003).

D'un point de vue géotechnique, la couverture végétale agit de manière ambivalente. Selon le modèle de pente infinie développé par Montgomery & Dietrich (1994), la cohésion racinaire est une force de résistance. À l'inverse, le poids de la végétation arborée augmente la contrainte normale.

D'un point de vue hydrologique, la végétation limite l'effet *splash* qui détruit les agrégats et favorise l'érosion superficielle. Elle a également un effet drainant par l'eau qu'elle évapotranspire. Les enracinements profonds de type « pivot » ou « fasciculé » peuvent par contre favoriser l'infiltration de l'eau dans les couches profondes des sols, jusqu'au contact avec le régalithe.

Dans les Andes équatoriennes, Vanacker *et al.* (2003) ont montré que la déforestation avait modifié l'hydrologie de surface et la stabilité des parties superficielles des sols. S'appuyant sur un modèle de pente infinie, ils proposent un scénario de l'évolution du *Fs* sur un bassin versant en fonction de la densité du couvert forestier dans lequel on constate l'effet stabilisant du couvert forestier et les conséquences de la diminution de ce dernier sur la stabilité des sols (**fig.106**).

Dans le même ordre d'idée Glade (2003) montre, en Nouvelle-Zélande, l'impact qu'a eu la déforestation sur les bilans sédimentaires et sur l'augmentation de la réponse des versants aux épisodes pluviométriques de période de retour 50 ans. L'augmentation des glissements de terrain et de l'érosion linéaire a contribué à augmenter les apports sédimentaires en aval de 6 à 18 par rapport aux périodes antérieures à la dégradation du couvert forestier.

Fattet *et al.* (2011), dans la lignée des travaux de Frei *et al.* (2003), démontrent que la végétation agit sur la stabilité du sol, mais à différents niveaux d'organisation des agrégats. La cohésion du sol est corrélée positivement avec le diamètre moyen des racines et la densité des radicelles, eux-mêmes corrélés à l'activité biologique dans l'horizon organo-minéral (taux de matière organique).

Guthrie (2002), en Colombie britannique rapporte que le déboisement de 3 bassins versant a augmenté le nombre de glissements d'un facteur de 3 à 16.

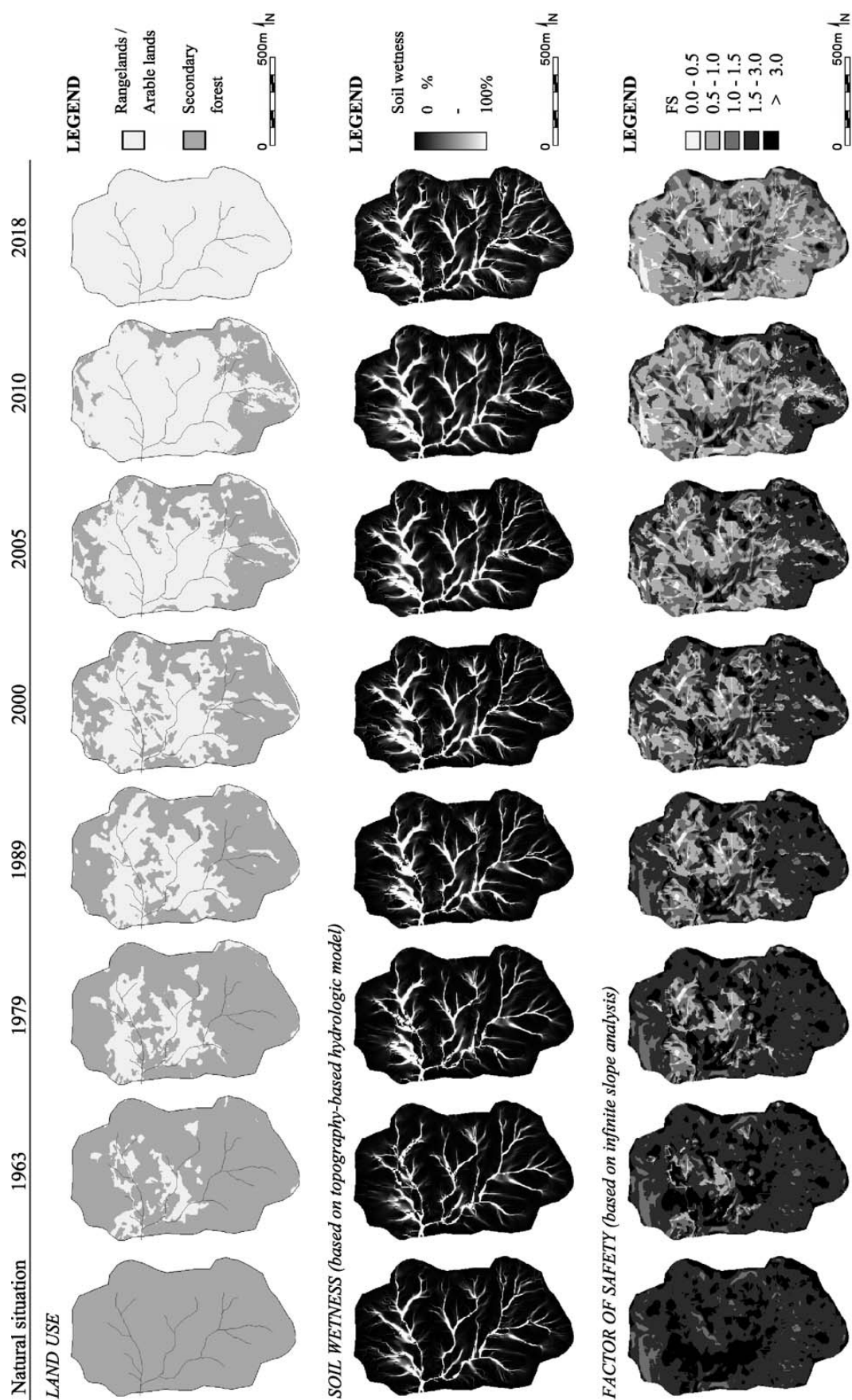


Figure 106 – Simulation de l'impact du changement de couvert végétal sur l'imbibition des sols et le Fs, in Vanacker et al., 2003

Begueria (2006b), dans les Pyrénées, analyse l'effet de la déprise agricole au cours du 20^{ème} siècle et de la recolonisation végétale sur l'occurrence des glissements superficiels. Les zones forestières qui l'étaient avant la déprise sont relativement stables tandis que les anciennes terres arables recolonisées par les successions pionnières et postpionnières conservent une propension à l'instabilité. Il constate également que la pente, qui était le facteur prépondérant avant la déprise, pèse moins et que l'imbibition de surface des sols devient prépondérante, signifiant le rôle majeur de la redistribution des eaux de surface et de la stagnation de celles-ci. L'inertie des conditions pédologiques ainsi que la redistribution des écoulements hydrologiques de surface par la végétation paraissent ici des facteurs explicatifs majeurs.

Dans l'état de Washington, l'événement orageux de décembre 2007 (150% de la pluie centennale) a causé de nombreux glissements dans le massif forestier des *Willapa Hills* (Turner *et al.*, 2010). L'étude des facteurs de répartition de la densité de glissements révèle que l'âge des peuplements influe nettement. La densité baisse de 6.3/km² pour des peuplements de moins de 10 ans à 1.6/km² pour des peuplements adultes de 30 à 100 ans. Par contre, ils constatent une réaugmentation de la densité (4.4/km²) pour les peuplements âgés de plus de 100 ans. Si l'importance du couvert semble prépondérante pour les phases jeunes, le manque de données sur la structure horizontale et verticale des peuplements, leur composition, leur densité, l'historique sylvicole, le capital sur pied, etc. ne permet pas d'expliquer cette observation. Au travers de ces quelques exemples, on peut voir que la relation entre couvert végétal et glissements de terrain n'est pas linéaire et que de nombreux facteurs interviennent.

L'effet de la végétation sur les glissements de terrain est donc complexe à cerner avec de nombreux *feedbacks* qui ne sont pas encore maîtrisés (Marston, 2010). L'analyse des croisements entre type de végétation et présence de glissements ne peut donc se limiter à une simple relation statistique et impose un travail d'interprétation pour ne pas utiliser cette relation de manière abusive. Ceci est d'autant plus vrai que ce facteur est souvent corrélé avec d'autres facteurs (type de sol, exposition, etc.) et que son utilisation dans les processus de modélisation doit prendre en compte ces colinéarités. Ce champ de recherche est donc très spécifique du fait des nécessaires collaborations entre géosciences et biologie et implique une approche systémique dont les résultats sont souvent limités à la zone d'étude.

4.2.1.4. Le facteur géomorphologique

Certains auteurs intègrent cet élément comme facteur explicatif et prédictif des glissements de terrain (Van-Westen *et al.*, 2003). Ce facteur peut être considéré à différents niveaux d'intégration :

- Niveau 1 - topographie, c'est le niveau des MNT et dérivés (descriptif). Bien qu'étant au sens strict de la topométrie, ce niveau est souvent considéré comme étant une variable géomorphologique dans la littérature.
- Niveau 2 – unité géomorphologique, similarité des types de formes et relief (descriptif), similarité des processus ou de l'évolution (génétique),
- Niveau 3 – expertise directe (haut niveau d'intégration).

Si le niveau 1 est classiquement utilisé dans les analyses quantitatives (niveau descriptif, simple), les niveaux 2 et 3 relèvent déjà d'une phase interprétative qu'il est plus délicat de prendre en compte comme facteur explicatif dans une approche analytique du fait de l'intégration qu'il comporte. C'est d'ailleurs ce qui ressort de l'analyse des poids obtenus par Van Westen *et al.* (2003), les variables géomorphologiques écrasant les variables traditionnelles analytiques (formations superficielles, géologie, pente, etc.) du fait qu'elles sont porteuses d'une information plus riche et plus intégrative. De fait, leur utilisation est délicate si on cherche à travailler spécifiquement sur les processus.

4.2.1.5. Le cas particulier des événements météorologiques récurrents

Le calcul des fréquences de retour d'événements pluvieux morphogènes et la spatialisation de ceux-ci sont utilisés afin de calculer l'aléa, mais également définir un espace statistiquement susceptible aux phénomènes gravitaires. En effet, la récurrence d'événements morphogènes peut être considérée comme une constante d'un régime climatique donné. S'il existe une certaine régularité spatiale, la probabilité d'occurrence de ces phénomènes peut donc être considérée comme un facteur spatial statique.

Chang *et al.* (2008) ont construit un modèle probabiliste au nord de Taïwan, basé sur 2 événements climatiques morphogènes (typhon). La détermination, par régression logistique, des seuils d'occurrence de glissements en fonction des couples intensité/durée leur a permis de produire une carte de probabilité de glissement, sur ce seul facteur (**fig.107**). Ces cartes doivent maintenant être complétées avec d'autres événements afin de produire une carte de récurrence.

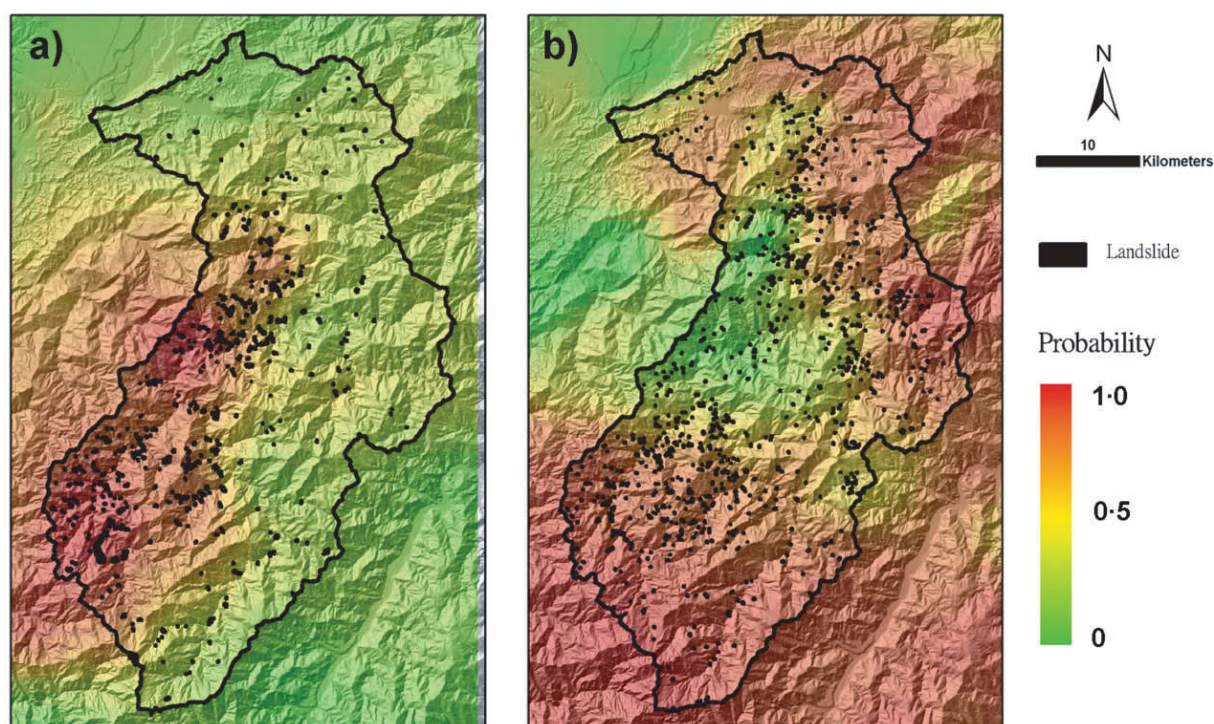


Figure 107 – Carte de probabilité de glissement basée sur le typhon Aere (a) et le typhon Haitang (b), in Chang *et al.* (2008)

Chau *et al.* (2004), pour leur carte de risque glissement de terrain sur Hong Kong, ont intégré la carte de la répartition des précipitations mensuelles comme étant un facteur statique après avoir constaté le lien entre la somme des précipitations et l'occurrence de glissement.

Cette approche est intéressante, mais implique une grande quantité de données, un lien établi entre seuils de précipitations et initiation des glissements et de fréquentes mises à jour, ce facteur étant sensible aux changements climatiques.

4.2.2. Le temps du risque : les facteurs dynamiques

Tatard (2010), dans sa thèse portant sur les glissements induits par des événements déclencheurs (*triggering landslide*), relève 5 facteurs dynamiques (ou facteurs déclenchants) principaux :

- augmentation (rapide) de l'angle de pente,
- augmentation de la charge appliquée sur le versant,
- augmentation du niveau de la nappe phréatique et des pressions interstitielles,
- processus de gel/dégel (pour les mouvements rocheux, *non traité dans cette thèse*),
- chargement sismique du versant.

4.2.2.1. L'augmentation (rapide) de l'angle de pente

Nous renvoyons à ce qui a été dit précédemment concernant les aspects mécaniques (§4.2.1.1).

Nous signalons que la modification de l'angle de pente peut être due à des facteurs anthropiques, notamment la création de routes qui est l'un des facteurs principaux d'instabilité (Irigaray *et al.*, 2000 ; Chang & Slaymaker, 2002 ; Guthrie, 2002) ou les excavations (Knapen *et al.*, 2006). Les facteurs naturels ont une part importante dans la géométrie d'un versant avec notamment l'érosion fluviale contemporaine (Harvey, 2001 ; Hugenholtz & Lacelle, 2004). Ces facteurs naturels de modification agissent à l'échelle d'une vie humaine et sont donc directement visibles avec des effets immédiats.

4.2.2.2. L'augmentation de la charge appliquée sur le versant

Ce point peut être interprété comme une augmentation de la valeur γ (poids de la masse de sol) dans les formules de stabilité ou comme une augmentation de la contrainte au sommet par un chargement en surface. Ce dernier cas est classiquement celui des constructions humaines sur des sols quasi stables entraînant une augmentation des contraintes de cisaillement et l'activation ou la réactivation de glissements (Isik *et al.*, 2004).

Cette charge peut également provenir d'une augmentation du poids du couvert végétal, notamment par le vieillissement et la surcapitalisation des peuplements forestiers. Le dépassement d'un seuil de capital/ha entraînerait alors une rupture (nous n'avons pas trouvé de références sérieuses et étayées sur cette question hormis quelques considérations empiriques dans les manuels techniques de foresterie). Signalons au passage que les forêts de montagne, sises sur des terrains susceptibles aux glissements, sont généralement très capitalisées (Bartoli, 1998) et que le problème du renouvellement des vieux peuplements RTM situés sur des sols instables et peu fertiles est souvent épineux (Vallauri, 1999). Cette problématique rejoint cependant les réflexions menées sur le couvert végétal et la difficulté à démêler le nœud d'interactions existantes.

La valeur γ augmente dès lors que le matériau se sature augmentant ainsi les forces de cisaillement. Cette saturation peut-être causée par l'existence d'horizons imperméables favorisant l'existence de nappes perchées et l'augmentation du poids de sol situé au-dessus (Basile *et al.*, 2003 ; Chigira & Yokoyama, 2005).

4.2.2.3. L'augmentation du niveau de nappe et de la saturation des sols

En plus de provoquer une augmentation de charge, l'eau est intensément étudiée pour ses effets sur la rhéologie du matériau (limites d'Atterberg) et la baisse de la cohésion effective ou résiduelle par augmentation des pressions interstitielles.

La relation entre pressions interstitielles et mouvements n'est pas toujours clairement établie (Gasparetto *et al.*, 1996 ; Okamoto *et al.*, 2004 ; Matsuura *et al.*, 2008). Hawke et McConchie (2011) montrent le lien existant entre saturation et pressions interstitielles, mais affirment que ces

dernières ne peuvent expliquer seules l'occurrence de glissements induits par des épisodes pluvieux. Les auteurs évoquent plutôt l'importance du rapport entre cohésion et saturation comme facteur contrôlant la rupture.

Cependant, Wang & Sassa (2003), en laboratoire, ont démontré l'effet des pressions interstitielles sur l'initiation des mouvements. Ils ont également montré le contrôle de la granulométrie du matériau sur le type de mouvement induit.

Liées à cette thématique et de manière plus empirique, de nombreuses études se sont évertuées à corrélérer les variations de vitesses de mouvements suivis avec les fluctuations du niveau de la nappe et les précipitations incidentes (Flageollet *et al.*, 1999 ; Maquaire, 2000 ; Anson & Hawkins, 2002 ; Malet *et al.*, 2002b ; Coe *et al.*, 2003 ; Lissak *et al.*, 2009 ; McFarlane, 2009 ; Yin *et al.*, 2010). Les résultats sont souvent positifs avec des corrélations existantes, plus ou moins fortes, entre les 3 paramètres, mais avec une grande variabilité régionale et une forte dépendance au type de glissement investigué.

La relation entre précipitations incidentes et déclenchement de glissements ou de séries de glissements est beaucoup plus nette et a alimenté une multitude d'études portant notamment sur la détermination de seuils critiques d'intensité/durée. Depuis les travaux précurseurs de Caine (1980) établissant une première courbe d'intensité/durée pour les glissements superficiels et coulées de débris à l'échelle mondiale ($I = 14.82 D^{-0.39}$, $0.167 < D < 500$), de nombreuses études régionales ont produit des courbes adaptées aux conditions locales.

Guzzetti *et al.* (2007 ; 2008b), dans une synthèse « fleuve » des travaux régionaux et mondiaux, proposent de nouvelles courbes en fonction des types climatiques de Köppen-Geiger. A partir de ce travail et de celui plus récent de Saito *et al.* (2010), nous proposons une synthèse des courbes intensité-durée pour le monde et concernant les glissements superficiels et *debris-flows* (**fig.108**).

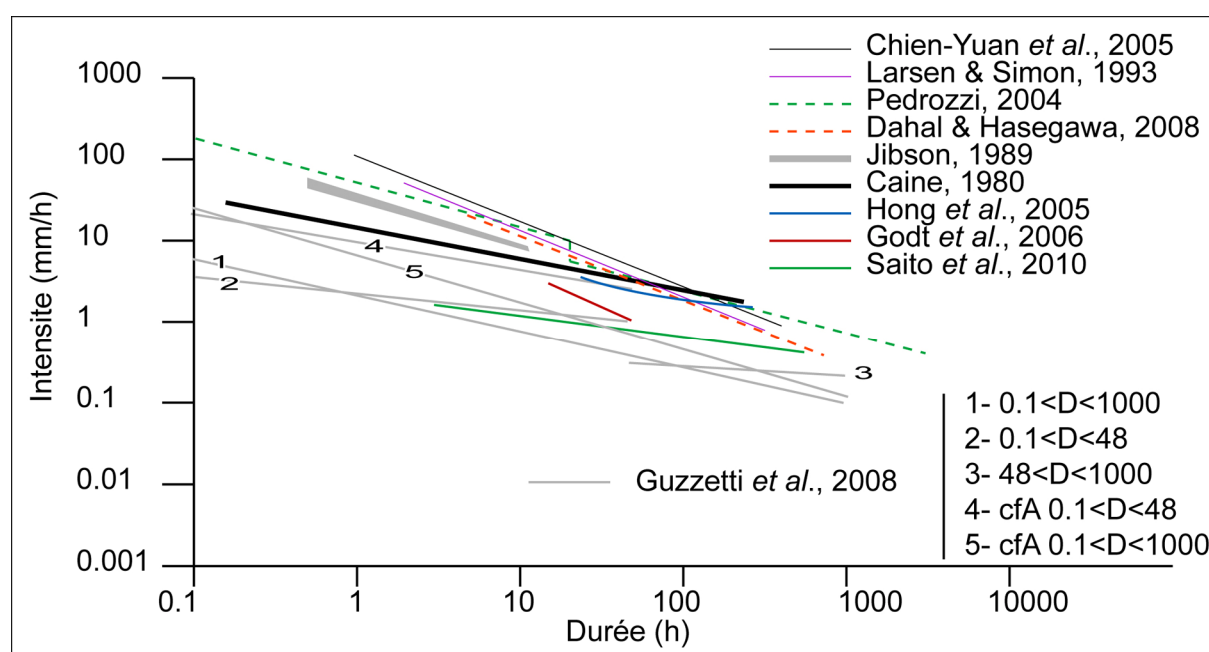


Figure 108 – Courbes d'intensité/durée à travers le monde relevées dans la bibliographie

À partir de ces informations, nous pouvons déterminer une aire enveloppe de l'ensemble des courbes et fixer des limites hautes et basses de stabilité (**fig.109.1**). Sur cette figure, la limite basse d'instabilité est fixée à $I = 1.59 D^{-0.42}$. Au-dessous de cette limite, les événements recensés sont

inexistants ou rares, le climat n'étant pas assez « agressif » pour générer des instabilités chroniques. Au-dessus de la limite haute $I=93.32D^{-0.66}$, le régime de précipitation est théoriquement suffisamment agressif pour générer des instabilités dans tous types de milieu. Entre ces 2 limites se développe un espace d'instabilité variable contenant l'ensemble des ajustements régionaux et mondiaux. Conceptuellement, au sein de cet espace, s'exprime la réponse géomorphologique d'un site au patron des précipitations reçues.

Guzzetti *et al.* (2008b) proposent une courbe caractéristique par grand type climatique (tropical, méditerranéen, tempéré, etc.). Si le type climatique influence l'exposant b de la courbe, il n'en reste pas moins que les éléments physiographiques et géologiques sont des facteurs de variations importants au sein de chaque type et qu'il est délicat d'assigner une courbe I-D valable pour une zone climatique.

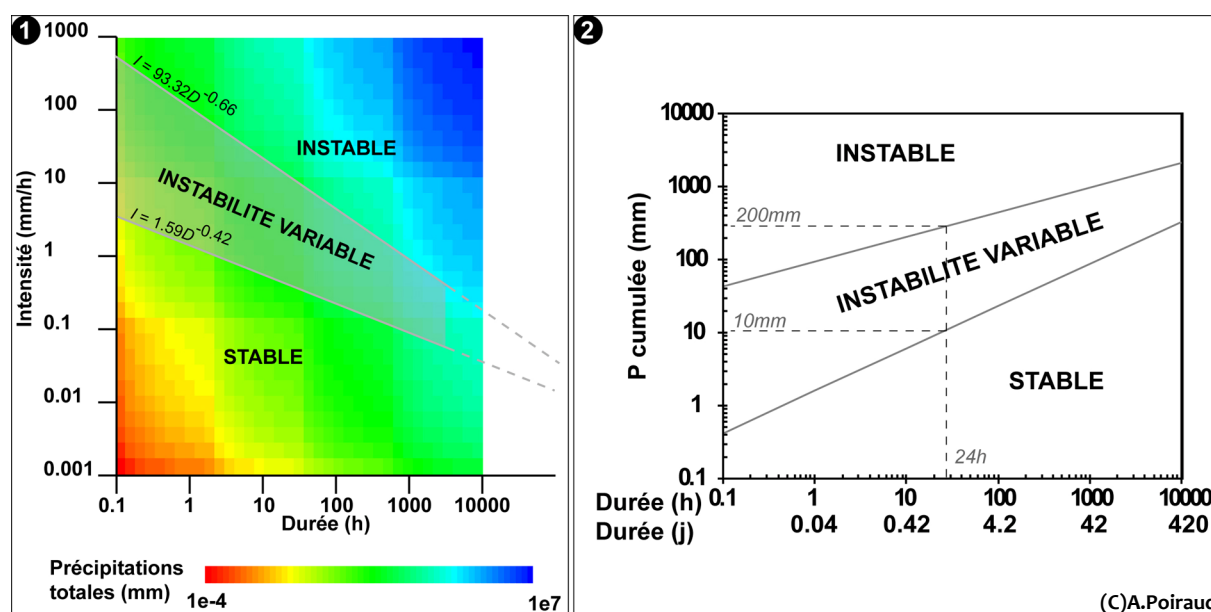


Figure 109 – Relation intensité/durée à l'échelle mondiale. 1) Relation intensité/durée tirée des synthèses de la figure 108 et courbe-enveloppe. 2) diagramme précipitations cumulées/durée et zone d'instabilité potentielle

Reprenant la **figure 109.1**, il est possible de traduire les diagrammes I-D en diagramme Durée-Précipitations cumulées (**fig.109.2**). Sur ce graphique, un événement pluvieux de 24 heures ayant cumulé moins de 10mm n'est pas morphogène. Par contre, au-delà de 200mm/24h, il est théoriquement morphogène dans tous les contextes climatiques à condition que les conditions géomorphologiques s'y prêtent (pente minimale et formations meubles). Entre ces 2 valeurs, l'instabilité dépendra de la sensibilité du système géomorphologique local.

4.2.2.4. L'augmentation de la charge sismique

Les études portant sur la question visent à établir des relations entre la magnitude du séisme et la magnitude des glissements, la densité de glissements et la distance à l'épicentre et plus récemment, le rôle des effets de site dans l'amplification de l'accélération sismique.

La relation entre magnitudes des séismes et des instabilités gravitaires a été particulièrement étudiée par Keefer (2000 ; 2002) et Malamud *et al.* (2004b).

Malamud *et al.* (2004b), à partir de leurs ajustements statistiques, proposent une magnitude sismique minimale propre à générer des glissements de $M=4.3\pm0.4$ ainsi que des abaques prédisant

les surfaces, et les volumes en fonction de la magnitude (fig.110). Papadopoulos & Plessa (2000) fixent la limite basse en Grèce à $M=5.3$.

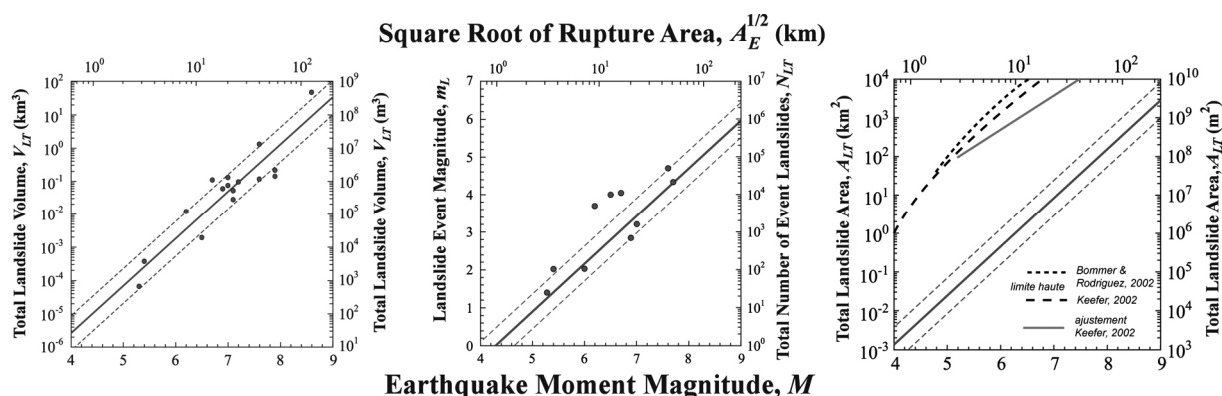


Figure 110 - Relations magnitude/volume, magnitude/nombre et magnitude/surface établies par Malamud *et al.* (2004b). Noter la différence avec les ajustements de Keefer (2002) et Bommer & Rodriguez (2002)

La corrélation entre magnitude des glissements induits et distance épacentrale a fait l'objet de nombreuses recherches et il est admis que la relation est inverse (Keefer, 2000) mais que la distance impactée est liée à la magnitude de l'événement sismique (Papadopoulos & Plessa, 2000). Ces relations établies durant les années 2000 sont aujourd'hui controversées, notamment concernant l'occurrence de glissements profonds qui peuvent se produire très loin de l'épicentre (Huang & Li, 2009) ou, à l'inverse, de séismes importants n'induisant que peu de glissements. Ces observations confirment celles déjà réalisées en Iran suite au séisme de Avaj le 22 juin 2002 (Mahdaviifar *et al.*, 2006) et au Pakistan suite au séisme du 8 octobre 2005 (Sato *et al.*, 2007). Meunier *et al.* (2007), à partir de l'étude de 4 séismes, concluent sur une meilleure corrélation entre la magnitude des glissements induits et la valeur de PGA (*Peak Ground Acceleration*) plutôt que la valeur de magnitude. Ils proposent une fonction liant la densité des glissements induits à l'atténuation des vitesses sismiques avec la distance. Les études de Gorum *et al.* (2011) sur le séisme de Wenchuan (§4.2.1.2., fig.105) sont similaires.

Ces études se concentrent sur l'effet de l'événement moteur (séisme) sur la répartition globale des glissements induits. Elles sont relayées par des études sur les effets de site qui vont moduler localement la réponse au stimulus. Ces effets de site correspondent ni plus ni moins à la présence ou non de facteurs statiques favorables à l'occurrence de glissements (susceptibilité), au regard du phénomène moteur qu'est l'augmentation de la charge sismique. Ces facteurs sont la lithologie (Mahdaviifar *et al.*, 2006 ; Chigira *et al.*, 2010 ; Del-Gaudio & Wasowski, *in press* ; Gorum *et al.*, 2011) ou la topographie et ses effets amplificateurs des *S-waves* (Meunier *et al.*, 2008).

Des études récentes axent plus sur la résilience des systèmes géomorphologiques suite à un séisme et le temps nécessaire à la reconsolidation du système. Tang *et al.* (*in press*) montrent la fragilisation postsismique des zones affectées avec l'exemple d'un épisode de pluies intenses 4 mois après le séisme de Wenchuan qui a provoqué 969 nouveaux glissements et en a élargi 169 autres. La résilience de 3 systèmes géomorphologiques (bassin versant) ayant été bouleversés par le séisme de Chi-Chi en 1999 à Taiwan a été étudiée par Shou *et al.* (*in press*). Les auteurs montrent que chacun des bassins ne répond pas de la même manière aux typhons postérieurs au séisme. Par contre, ils observent globalement une augmentation du taux de nouveaux glissements induits par les typhons avec le temps, signe d'une rehiérarchisation des facteurs de contrôle et d'une atténuation des effets du séisme de Chi-Chi (moins 50% d'effet sur les 3 premières années, et 10% après 10 ans).

Cette thématique « sismique » montre combien les liens entre géodynamiques interne et externe peuvent être proches.

4.2.3. Les hyperfacteurs

Comme annoncé en introduction du §4.2, les *hyperfacteurs* jouent sur des échelles de temps long (10 000 ans à plusieurs millions d'années). D'un point de vue géomorphologique, ce sont des étapes ou des phases des cycles d'érosion qui vont générer des ruptures spatiales et temporelles (concept de *brisure de symétrie du temps*). Ce concept de rupture est classiquement schématisé par une fronce (fig.111), figure développée dans la théorie des catastrophes (Ekeland, 1977).

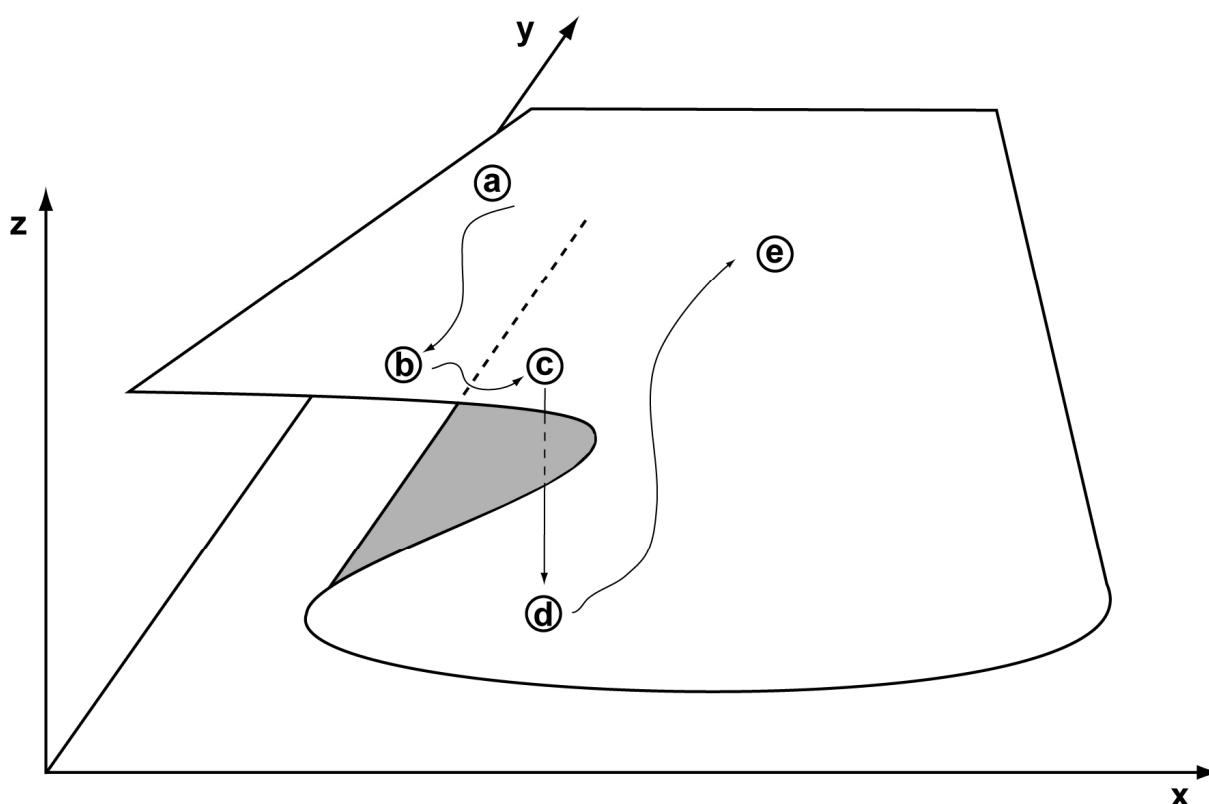


Figure 111 – Modèle de fronce applicable pour un système à 2 variables (x et y) et un résultat (z)

Dans cet exemple, un système à un état *a* va évoluer sur un même niveau vers *b* puis *c*. Entre ses 3 états, la variable *z* augmente progressivement de *a* vers *b* puis stagne de *b* vers *c*. Une rupture se produit de *c* vers *d* où le système change radicalement de fonctionnement (chute brutale de *z*) pour évoluer ensuite selon un autre plan et rejoindre l'état *e*. La rupture entre *c* et *d* est une brisure de symétrie du temps (ici représenté par l'axe *x*).

Les *hyperfacteurs* sont donc considérés comme l'expression de ces *brisures* à l'échelle des systèmes géomorphologiques. Nous pourrions très bien parler de « discontinuités » pour rester dans ce cadre conceptuel et rejoindre les termes employés en géomorphologie « des grands volumes », mais préférons avoir le terme de *facteur* en cela qu'il rejoint la logique analytique du domaine « risque ». Nous considérons donc bien ces brisures non plus comme un concept, mais bien comme une variable d'état, dynamique dans le temps et contrôlant la répartition spatio-temporelle des glissements de terrain au sein d'un système géomorphologique.

Ces hyperfacteurs agissent essentiellement sur le moyen terme (< 10 000 ans) et le très long terme (> 1Ma) et influent sur la géométrie générale des versants ou les conditions d'agressivité de l'érosion. Nous avons retenu :

- l'encaissement du réseau hydrographique (<> 1Ma),
- le climat (< 10000 et > 1Ma),
- la situation dans l'évolution morphologique.

4.2.3.1. L'encaissement du réseau hydrographique

En contexte orogénique ou épirogénique, l'encaissement du réseau fluvial est l'expression de la réponse du système géomorphologique aux forçages tectoniques (*uplift* dans ce cas). L'encaissement peut également être lié à une baisse du niveau de base en relation avec les variations eustatiques (facteurs climatiques ou tectoniques) ou avec un changement des conditions climatiques et de la charge des rivières. Cet encaissement induit la formation de gorges épigéniques et un raidissement des pentes le long des axes hydrographiques (Ouimet *et al.*, 2008 ; Jefferson *et al.*, 2010). Cette dissection des reliefs par le réseau hydrographique et le raidissement des pentes entraînent une augmentation de la fréquence des instabilités gravitaires.

Ouimet *et al.* (2007), sur les marges orientales du plateau tibétain, ont montré les relations intimes qui existaient entre la dynamique d'incision du réseau fluvial et les glissements. Ces glissements sont générés par l'augmentation de la pente, mais ont pour effet la formation de barrage et la désorganisation locale du réseau (accumulation sédimentaire et formation de *knickpoint*). Cet état de fait est très bien illustré par la répartition des instabilités de part et d'autre des *knickpoints*.

Hiraishi (*submitted*) et Hiraishi & Chigira (2010) montrent une nette augmentation des instabilités gravitaires en aval des *knickpoints* dans les Kii Mountains au Japon, formant un morphosystème « actif » en aval et un morphosystème « suspendu » en amont. Mather *et al.* (2002) ainsi que Griffiths *et al.* (2005) montrent l'effet d'une capture datée de 100 000 ans dans le bassin de Sorbas (Espagne). L'abaissement de 90m causé par la capture a entraîné une vague d'érosion régressive qui a remonté le réseau sur plus de 20km. Les modifications de la morphologie des vallées (rétrécissement et encaissement) ont favorisé la multiplication des instabilités gravitaires au sein des lithologies favorables. Ce constat est également fait dans les reliefs centraux du Japon où l'incision a modifié la forme des vallées créant plusieurs « domaines » géomorphologiques connectés ou déconnectés de la dynamique fluviale et de l'érosion régressive (Sugaï & Ohmori, 1999) (**fig.112**).

Bigi *et al.* (2006) ont expérimenté en laboratoire la constitution d'un réseau hydrographique en contexte de soulèvement constant et sous précipitations constantes et les relations entre encaissement du réseau, constitution des *knickpoints* et instabilités gravitaires. Les glissements observés s'ajustent bien aux courbes magnitude/fréquence observées en contexte naturel ($b=-2.8$) et la proportion de glissements observés en aval des *knickpoints* s'élève à plus de 78% de la totalité des glissements observés avec un temps de réponse (le maximum de densité est observé à 24cm en aval des *knickpoints*, distance interprétée par les auteurs comme le temps de réponse à la migration d'un *knickpoint*).

Cette migration des *knickpoints*, et la vague d'érosion régressive associée à l'origine de l'augmentation des instabilités, se fait à des vitesses très variables, dépendantes de la taille des bassins versants (**fig.113.1**), de la géologie, de l'intensité de la baisse du niveau de base et du laps de temps considéré (**fig.113.1**) (Loget & Van-Den-Driessche, 2009). Dans le cas de la crise messinienne, la vitesse de la migration décroît avec le temps et la dynamique morphologique globale passe d'une phase d'incision linéaire à une phase d'élargissement après que la migration ait atteint l'amont du bassin versant (**fig.113.2**). Loguet et Van-Den-Driessche estime dans le cas du Rhône, théoriquement

à 1Ma le temps nécessaire à la vague migratoire pour atteindre l'amont du bassin versant. Cette observation, à l'échelle des bassins versants et du temps nécessaire au recul de la tête du bassin versant guide bien entendu la répartition spatiale et temporelle des instabilités gravitaires.

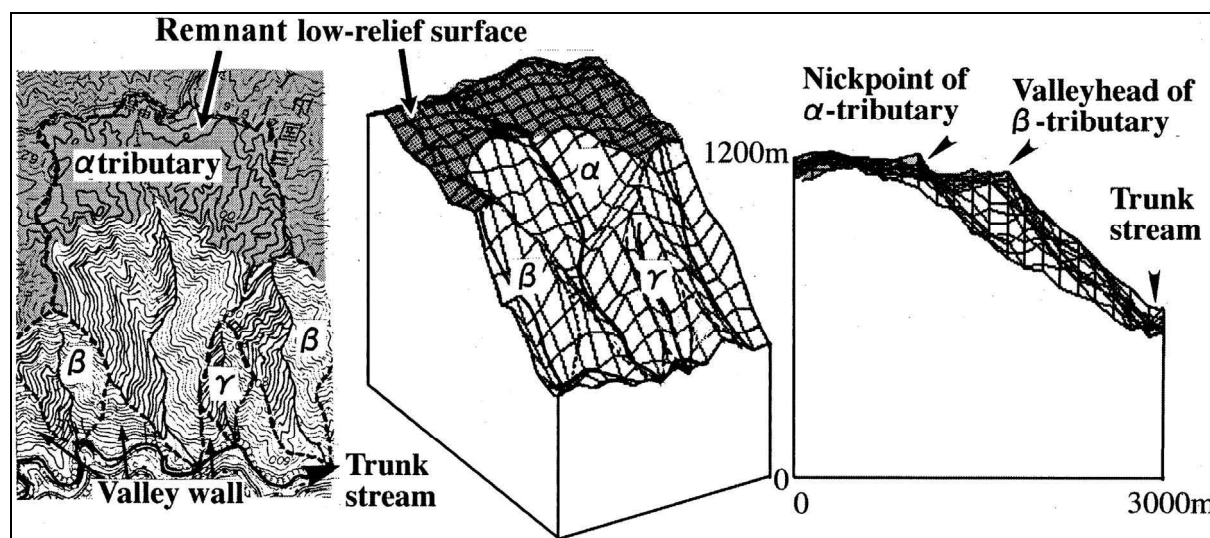


Figure 112 – Exemple de distribution des différentes générations de réseaux hydrographiques dans les massifs centraux du Japon. Le réseau α correspond au paléoréseau drainant les hautes surfaces conservées, le réseau β est ajusté à un premier encaissement et a atteint la base des hautes surfaces, le réseau γ s'ajuste aux conditions actuelles, réincisant les facettes créées par le réseau β . in Sugaï & Ohmori (1999)

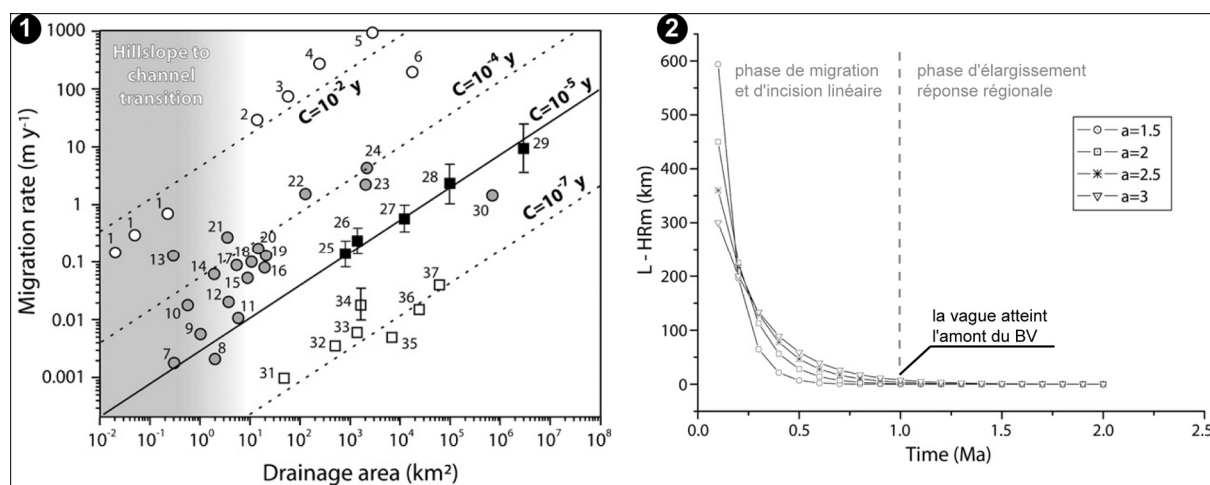


Figure 113 – Vitesse de migration des *knickpoints*, cas de la crise messinienne. 1) relation entre le taux de migration, la surface des bassins versant et l'inverse du temps d'observation, 2) modélisation de la migration messinienne le long du Rhône. On remarque qu'il a fallu près d'1Ma à la vague d'érosion pour atteindre l'amont du BV antérieur et que la vitesse de migration décroît exponentiellement avec le temps, modifié de Loguet & Van-Den-Driessche (2009)

L'encaissement du réseau hydrographique, on le voit, est générateur de discontinuité. Il révèle les discontinuités lithostructurales ou imprime dans le relief les variations des vitesses d'encaissement. Les *knickpoints* sont une des discontinuités les plus visibles de cet *hyperfacteur* qui, on l'a vu, contrôle la répartition des instabilités gravitaires à l'aval.

4.2.3.2. Les changements climatiques

Le type de climat est connu pour influencer les systèmes d'érosion et donc les types de forme, concept fondamental de la géomorphologie « zonale » (Martonne, 1909 ; Cholley, 1950 ; Tricart &

Cailleux, 1965). Son action au regard des instabilités gravitaires est de 2 types ; i) variation des valeurs de pente et ii) variation des apports hydriques, le cas des variations de température (processus gel-dégel) n'étant pas abordé ici car il concerne plus expressément les mouvements rocheux.

Busche (2001) a étudié les glissements sahariens du Quaternaire ancien. Les observations de terrain ainsi que la chronologie relative édifée amènent l'auteur à conclure quant à l'importance des variations climatiques plio-pléistocènes pour expliquer l'initiation de ces grands glissements. Une première phase climatique sèche précédant la transition entre Pliocène et Pléistocène a conduit à un raidissement des pentes des escarpements :

'These [landslides] developed after an initial arid phase had caused oversteepening of stable sigmoidal slopes formed under a humid climate during the Neogene'

Par la suite, la transition plio-pléistocène est marquée par une augmentation de l'humidité permettant l'imbibition des couches sensibles sous-jacentes et la mise en mouvement de grandes masses rocheuses rendues sensibles par le raidissement des pentes :

'The landslides post-date dissection of Late-Tertiary pediments and are older than all fluvial terraces, lake sediments and aeolian corrasion and deposition features of the central Sahara. The climate must have been considerably wetter than semi-arid, as even tiny sandstone plateaus and inselbergs could catch enough rain to have their underlying clay-and siltstones deeply wetted and made plastic and unstable'

Le type climatique influence le type d'évolution générale des paysages comme il a été admis dans les 2 modèles d'évolution que sont ceux de Davis (1899 ; 1905) et King (1953 ; 1962). Si les climats tempérés favorisent plutôt une évolution de type *downwearing* avec un abaissement général de la topographie et des pentes par des processus de surface (équation de continuité (Kirkby, 1971)), les climats plus secs et arides sont quant à eux plus favorables au *backwearing* avec un recul des versants parallèlement à eux-mêmes et à une conservation des profils de versant et des pentes le long de ces derniers (Pazzaglia, 2003).

Les variations climatiques holocènes sont désormais reconnues pour leur effet sur la variation des phases d'activité gravitaire, notamment lors des périodes humides ou lors de la transition glaciaire/interglaciaire. Pour ce qui concerne l'Europe, les auteurs s'accordent pour relever 2 phases d'instabilité majeures (**fig.114**) :

- la transition entre le Tardiglaciaire et l'Holocène avec le rôle important de la fonte du pergélisol et les effets de la décompression glaciaire,
- le Subboréal marquant un épisode très humide suite à l'Atlantique récent et les premiers impacts de l'homme sur son environnement.

Les phénomènes de décompression glaciaire génèrent essentiellement des phénomènes rocheux, non traités dans cette thèse. Malgré tout, nous posons juste quelques bases, car les effets indirects de l'érosion paraglaciale, notamment le dépôt des matériaux altérés et gélifractés sur les versants, le raidissement des versants dans un premier temps et le rebond isostatique peuvent être à l'origine de configurations géomorphologiques susceptibles de favoriser des glissements de terrain (au sens des *earthslides*). Ballantyne (2002), dans son monumental article *Paraglacial Geomorphology*, développe dans le titre 2 les différents aspects du résultat du retrait glaciaire sur les versants rocheux. Il distingue 3 types de réactions ; i) des mouvements cataclysmiques de type avalanches rocheuses, ii) des déformations lentes et profondes de versant (*deep-seated creep*) et iii) la succession de petits mouvements s'accumulant et générant des cônes d'éboulis. Un consensus est

désormais établi autour du rôle majeur de la décompression postglaciaire des versants entraînant un réagencement des forces au sein des massifs rocheux en place et favorisant leur instabilité (Seijmonsbergen *et al.*, 2005 ; Cossart *et al.*, 2008 ; Sellier, 2008). D'autres processus météoriques s'ajoutent à la décompression du fait de la mise à jour de la roche et favorisent son altération et son érosion mécanique qui alimenteront les dépôts de versant (Chenet, 2008 ; Kellerer-Pirklbauer *et al.*, 2010). Enfin, la décompression glaciaire agit également à une autre échelle spatiale, celle des réajustements glacio-isostatiques qui peuvent affecter certains grands versants provoquant des formes de compression, le fond de vallée s'ajustant plus rapidement que les versants au nouvel équilibre isostatique (Jarman, 2006). L'ensemble de ces questions est traité dans l'HDR de D. Mercier, le lecteur pouvant s'y référer pour de plus amples précisions (Mercier, 2010).

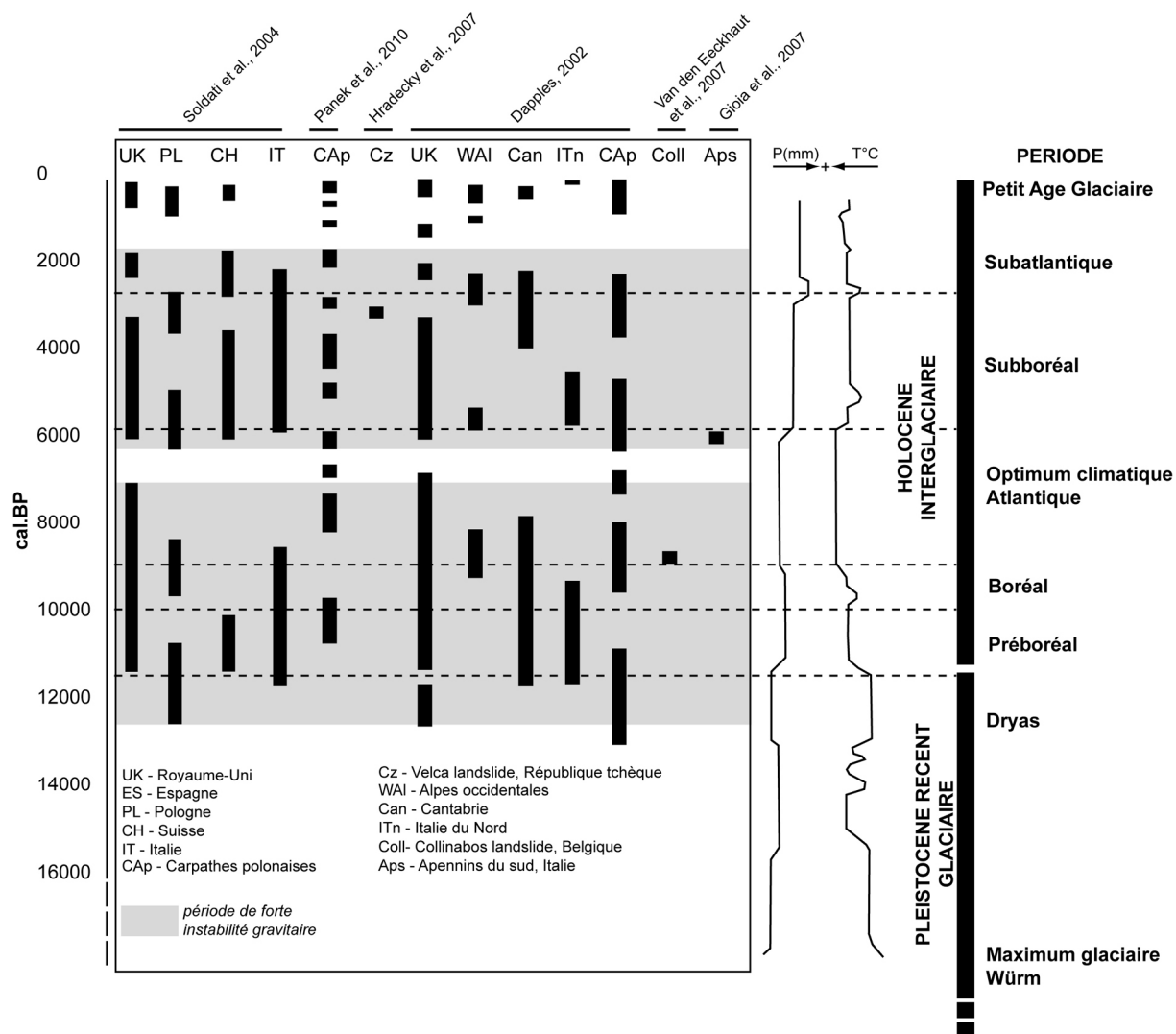


Figure 114 – Occurrences de glissements enregistrées et relevées dans la littérature en Europe

Le Subboréal est connu en Europe occidentale et centrale pour être une période fraîche et humide (montée de taxons montagnards tels qu'*Abies* et *Fagus*, Huntley & Prentice, 1993) au bilan hydrique positif (faible évapotranspiration et températures fraîches, Wanner *et al.*, 2011). Les nombreuses études sur les glissements de terrain confirment en tout cas l'hypothèse d'une corrélation entre activité gravitaire et bilan hydrique positif (Gonzalez-Diez *et al.*, 1996 ; Dapples, 2002 ; Soldati *et al.*, 2004 ; Hradecky *et al.*, 2007 ; Van-den-Eeckhaut *et al.*, 2007 ; Borgatti & Soldati, 2010 ; Gioia *et al.*, 2010 ; Panek *et al.*, 2010). Parallèlement à cet épisode humide, l'impact de l'homme sur le couvert végétal a également influencé les phénomènes gravitaires (Dapples *et al.*, 2002).

Au final, ce facteur agit sur des cycles très variables dans le temps, de quelques milliers d'années (transition Tardiglaciaire/Holocène, Subboréal) à quelques millions d'années (*oversteepening* fini-Néogène dans le Sahara par exemple). Ses conséquences sont à la fois mécaniques (augmentation de la pression interstitielle dans le cas de phases humides, production de formations superficielles meubles et épaisses à faibles résistances mécaniques, etc.) mais également géomorphologiques (capacité érosive des cours d'eau, style d'évolution géomorphologique, etc.). Cet *hyperfacteur* est hautement dépendant de l'échelle temporelle à laquelle on se place, des événements météorologiques extrêmes (temps court) s'inscrivant dans un patron climatique général (temps long). Nous sommes là véritablement en présence d'un facteur à temporalité emboîtée (§1.1.3).

4.2.3.3. La place dans le « cycle d'érosion »

Plusieurs conceptions de l'évolution des paysages coexistent en géomorphologie.

Phillips (2007) distingue 3 approches « classiques » :

- la vision historique (*time-dependent, transient landscape*) caractérisée par la perte d'entropie du système avec le temps en conditions de stabilité tectonique et eustatique (modèles de Davis, Penk et King),
- l'approche d'équilibre dynamique (*steady-state, time-independent*), les résultats morphologiques résultant du bilan des forces antagonistes et visant à atteindre un état d'équilibre entre ces forces (modèle de Hack),
- les approches de non-équilibre et chaotique, dans lesquelles le système est régi par des dynamiques non linéaires avec de nombreux *feedbacks* et s'adapte constamment aux stimuli externes (modèle de Bull, le modèle de Crickmay peut également s'apparenter à cette approche, les visions de Phillips).

Pour un même jeu de données de départ, chacune de ces conceptions donnera des résultats différents. Cependant, les modèles numériques actuellement utilisés sont globalement construits autour des concepts de Hack (contexte orogénique) et de Davis (contexte postorogénique), ceux-ci n'étant pas exclusifs (Bishop, 2007). Dans les 2 cas, ces modèles prédisent un résultat avec 3 phases d'évolution du relief, i) une phase d'augmentation rapide du relief, ii) une phase de ralentissement de l'augmentation du relief voir de stabilisation et iii) une phase de déclin du relief (**fig.115**).

Ces phases de relief peuvent être reliées avec un niveau d'instabilité potentielle. Nous définissons l'instabilité potentielle comme étant l'augmentation du taux d'érosion potentiel des versants en relation avec l'augmentation du relief local, ces 2 paramètres étant corrélés (Montgomery & Brandon, 2002). Cette augmentation du taux d'érosion s'accompagne d'une augmentation des phénomènes gravitaires. Ainsi, à l'échelle de plusieurs millions d'années, on peut avancer l'existence d'une cyclicité des instabilités gravitaires potentielles en lien avec l'évolution morphologique régionale. L'aspect « potentiel » vient du fait qu'il ne s'agit que de la mise en place de relief « favorable » aux instabilités, celles-ci étant contrôlées également par le climat. Bien entendu, ce schéma reste théorique et considère l'absence de perturbations durant le « cycle d'érosion ».

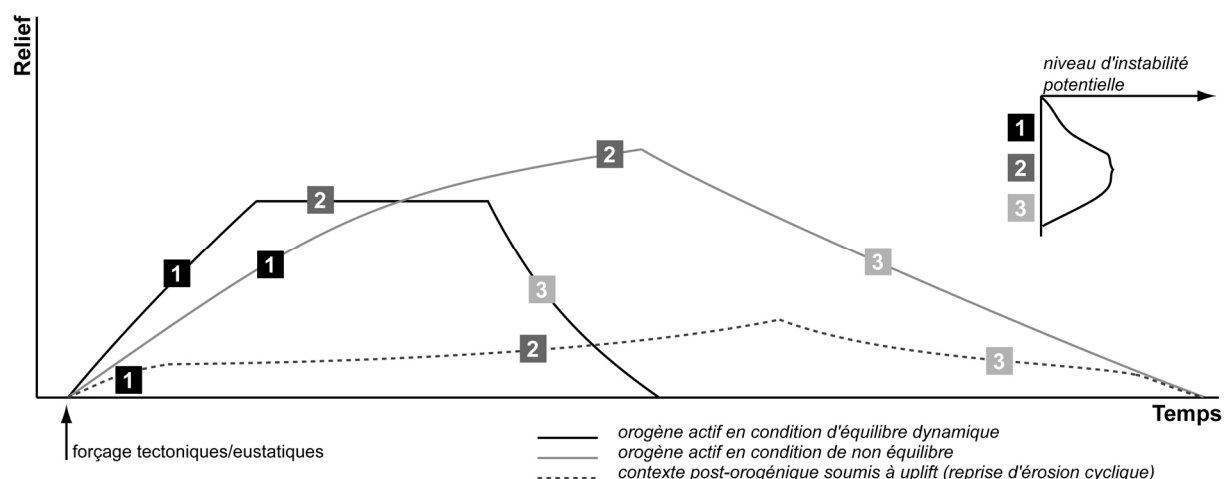


Figure 115 – Évolution théorique du relief selon les contextes orogéniques (modèles de type davisien et Hackien) et niveau d'instabilité potentielle, modifié de Ahnert (1988) in Phillips (1995). 1- phase d'incision rapide le long des axes hydrographiques, 2- phase d'équilibre du système entre forçages externes et processus d'ablation, 3- phase d'abaissement du relief après arrêt des forçages externes ou ablation > soulèvement. Le niveau d'instabilité potentielle augmente lors de la phase 1 avec l'augmentation de la différenciation, il est maximum à la phase 2 et baisse par la suite, en phase 3

Cette conception offre une vision d'ensemble d'un système géomorphologique et définit son « potentiel gravitaire ». Dans une zone d'étude donnée, plusieurs systèmes géomorphologiques peuvent se côtoyer et être à différents stades d'évolution (ces différents stades pouvant être le fait de discontinuités par exemple). Leur potentiel gravitaire étant différent, chaque système n'apportera pas la même réponse gravitaire à un changement de forçage régional (tectonique, climat). Cet *hyperfacteur* rejoint les concepts de résilience géomorphologique et de réactivité du relief (Brunsden & Thornes, 1979 ; Phillips, 1995 ; Brunsden, 2001 ; Thomas, 2001 ; Usher, 2001 ; Phillips, 2003, 2007 ; Defive, 2008 ; Giusti *et al.*, 2008).

Conclusions du Chapitre 4

L'objet mouvement de terrain a été originellement surtout étudié par les géologues, d'abord avec une approche très descriptive (première moitié du 20^e siècle), puis axé ensuite sur la compréhension des processus. L'avènement de la prise en compte du risque naturel par les sociétés a clairement enraciné cet objet dans cette philosophie de recherche, concentrée sur la compréhension des processus et la compréhension et la prévision de l'aléa, transformant l'objet « mouvement de terrain » en objet « aléa gravitaire ». La recherche sur cette thématique « aléa gravitaire » connaît depuis le début des années 90 un intérêt croissant avec une augmentation exponentielle de la production scientifique ainsi qu'une augmentation de la part des géomorphologues s'inscrivant désormais dans cette thématique. La recherche occidentale reste la plus grosse contributrice, mais on observe cependant un glissement vers un pôle asiatique dont la production et le financement ne cessent de croître et talonnent désormais le pôle occidental.

En parallèle de cette recherche portée sur « l'aléa gravitaire », l'objet mouvement de terrain est également désormais étudié pour ses interrelations avec l'évolution du relief, notamment dans les orogènes actifs. Cette recherche, travaillant sur d'autres échelles de temps et d'espace, apporte son lot de découvertes intéressantes pouvant éventuellement se transférer vers la recherche sur l'aléa gravitaire...mais les ponts restent délicats à dresser.

Au vu de cette géométrie de la recherche portant sur les mouvements de terrain, nous avons défini 2 temporalités concernant les facteurs de contrôle, i) la temporalité du risque (siècle tout au plus) et ii) la temporalité du relief (plusieurs milliers à plusieurs millions d'années).

Se plaçant dans la temporalité du risque, deux types de facteurs sont classiquement reconnus, à savoir les facteurs statiques et les facteurs dynamiques.


La pente et le type de matériau sont incontestablement les facteurs statiques les plus importants définissant le niveau de prédisposition d'un versant à rompre. L'étude des matériaux montre à quel point la nature des argiles et leurs proportions commandent la sensibilité des terrains. L'eau (*via* les processus hydroclimatiques) est également un facteur majeur dans l'initiation et l'évolution d'un glissement. La définition de zones de rupture potentielle à partir des courbes d'intensité/durée avec une limite basse établie à $I=1.59D^{-0.42}$ montre combien ce facteur est primordial.

D'autres facteurs sont plus délicats à interpréter comme la couverture végétale ou le contexte géomorphologique qui intègrent nombre de paramètres et restent à un niveau de complexité qui empêche toute approche analytique.

Le cas des séismes montre bien les liens étroits existant entre géodynamiques interne et externe et l'étude des processus de relaxation post-séisme éclaire sur l'importance de la résilience des systèmes géomorphologiques.

Cette notion de résilience géomorphologique est bien portée par les *hyperfacteurs*, facteurs de contrôle vus à l'échelle de la temporalité du « relief ». Expression de discontinuités, ils transcrivent dans l'espace le concept de *brisure de symétrie du temps* et peuvent s'apparenter aux systèmes « catastrophiques ». Ces *hyperfacteurs* régissent la répartition spatiale et temporelle des glissements de terrain pour une zone d'étude donnée et peuvent être retranscrits en zone de plus ou moins grande résistance géomorphologique, permettant de distinguer les espaces réactifs aux changements de ceux qui le sont moins.

Ce positionnement conceptuel entre temps du risque et temps du relief structure la suite de cette seconde partie avec l'analyse des facteurs contrôlant l'aléa (ch.5) puis le décryptage sur le terrain des *hyperfacteurs* contrôlant les logiques de répartition spatiale et temporelle des glissements de terrain du bassin du Puy (ch.6).



Chapitre 5 – LE TEMPS DU RISQUE : ANALYSE ET SYNTHÈSE DES PRINCIPAUX FACTEURS DE CONTRÔLE DES GLISSEMENTS DU BASSIN DU PUY

Ce chapitre vise à déterminer et comprendre les facteurs contrôlant la répartition des glissements (facteurs statiques) ainsi que leur initiation et/ou leur réactivation (facteurs dynamiques) en se calant sur les temporalités actuelles (temps du risque, aléa).

Une première partie présente les méthodologies employées pour l'acquisition des données nécessaires à l'analyse (5.1).

La seconde partie se concentre sur l'analyse des facteurs statiques avec une synthèse géologique (5.2) et le résultat des analyses des facteurs topographiques et de l'occupation du sol en privilégiant quelques exemples pertinents (5.3).

La troisième partie explore les facteurs dynamiques (séisme et événements météorologiques) et permet de fixer quelques seuils météorologiques (5.4).

Enfin, une partie interprétative tente de lier l'ensemble des résultats analytiques et d'apporter une dimension experte aux seuils et relations statistiques mis en évidence dans les parties précédentes (5.5). Cette expertise constitue le socle du travail de modélisation de la susceptibilité et de l'aléa mené dans le chapitre 8.

Le protocole d'analyse se base sur 3 étapes (fig.116).

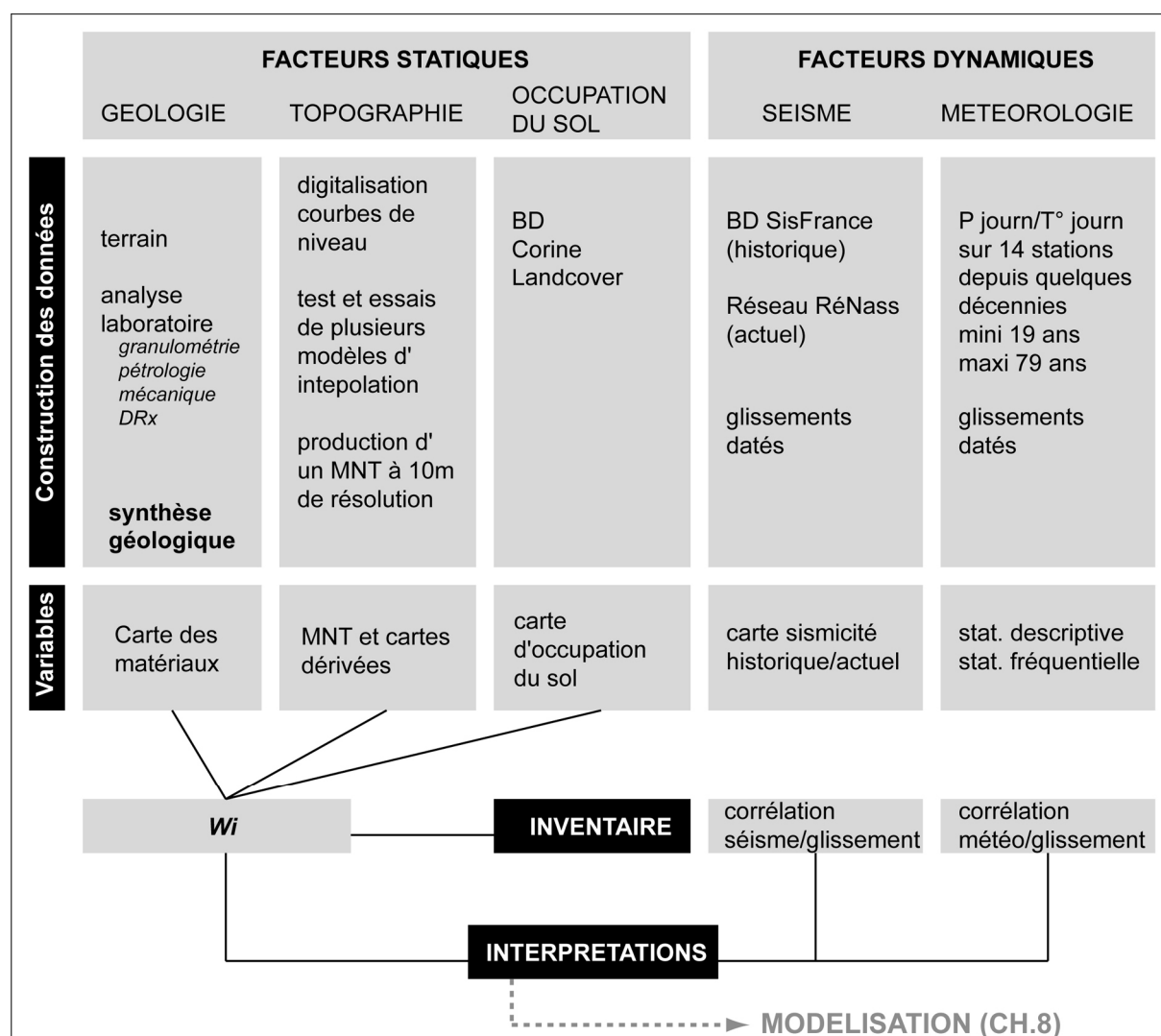


Figure 116 – Protocole d'analyse des facteurs de contrôle (temps du risque)

La première étape (§5.1) pose les bases méthodologiques de l'acquisition des données. En adéquation avec les conclusions du chapitre 4, 5 domaines de variables sont acquis puis explorés : le matériau, la topographie, l'occupation du sol, la sismologie et la météorologie. L'acquisition des données est propre à chaque domaine de variable. Elle permet d'obtenir des cartes de chacune des variables pour les facteurs statiques et dynamiques ainsi que des données statistiques pour les événements météorologiques (courbe intensité/durée, période de retour d'événement météorologique moteur, etc.).

Le croisement de ces informations avec l'inventaire typologique (localisation spatiale et temporelle) permet d'obtenir des courbes de prévalence (méthode des *Odds Ratio*) et ainsi, déterminer pour chaque type de glissement et pour chaque facteur, des seuils de valeurs favorables à l'occurrence de glissements (§5.2 et 5.3). Les facteurs dynamiques sont surtout analysés à partir d'événements connus pour leur effet morphogène (§5.4).

Ces seuils obtenus sont ensuite interprétés et chaque facteur mis en relation avec les autres selon une approche synoptique et critique (§5.5).

5.1. L'acquisition des données

Le bassin du Puy est pauvre en données disponibles et précises.

Il n'existe pas de MNT hormis celui fourni par l'IGN (BD Alti au pas de 50m), le MNT fin au pas de 10m n'étant fourni par le CRAIG (Centre Régional Auvergnat de l'Information Géographique) qu'à partir de 2012.

Quatre cartes géologiques au 1/50000 couvrent la zone d'étude (le Puy, Cayres, Yssingeaux et le Monastier). Les cartes du Puy et de Cayres datent de la fin des années 70 (1979 et 1978 respectivement) et sont peu précises au sujet des formations superficielles. Elles recèlent également quelques erreurs de cartographie qu'il a fallu corriger lors de la thèse (oubli de structures volcaniques, confusion dans les faciès des séries sédimentaires, interversion entre socle et volcanisme, etc.). La carte d'Yssingeaux (1999) est beaucoup plus récente et particulièrement précise concernant les formations superficielles et volcaniques. La carte du Monastier est en cours de réalisation (fin du programme en décembre 2011). La cartographie des formations sédimentaires ainsi que la définition des différents faciès ont été réalisées dans le cadre de ce travail de thèse, en collaboration avec Caroline PROGNON, sédimentologue au BRGM qui a assuré également la description des stratotypes. La cartographie des formations superficielles a été réalisée par Emmanuelle Defive (co-directrice de cette thèse) sur une période de plus de 10 ans. Nous lui avons emprunté ses données pour la partie correspondant à l'emprise de la carte du Monastier. Enfin, les levés des formations cristallines ont été confiés à des personnels du BRGM.

Les données météorologiques sont par contre plus riches avec 11 stations météo (Météo France) couvrant l'aire de la zone d'étude. Les données sont rarement lacunaires et les séries s'étalent sur 19 à 79 années.

Finalement, une grande partie du temps de thèse a été consacrée à :

- rectifier les cartes géologiques du Puy et de Cayres et y cartographier les formations superficielles,
- réaliser les levés des formations sédimentaires sur l'emprise de la carte du Monastier,
- caractériser les terrains,
- construire un MNT plus précis que la BD alti,
- dépouiller et analyser les données sismiques et météorologiques.

5.1.1. Rectification et levés des cartes géologiques

La cartographie des affleurements et des contacts a été faite en même temps que l'inventaire des glissements dont le protocole d'investigation de terrain a été décrit dans le chapitre 3 (§3.1.2). Le terrain a été prospecté selon un carroyage de 4km² pour l'établissement de la carte du Monastier (**fig.81**). La cartographie géologique a été directe, c'est-à-dire que les tracés et l'interprétation se sont faits sur le terrain en reportant les contours sur une photographie aérienne au 1/10 000 (carte du Monastier). Toutes les structures et lithologies y ont été cartographiées (terrains cristallins, sédimentaires, formations superficielles, failles). Pour les cartes du Puy, de Cayres et d'Yssingeaux, seules les rectifications ont été inscrites sur les cartes géologiques au 1/50 000 avec un fond au 1/25 000 et grossies au 1/10 000. Pour ces cartes, la prospection a été plus lâche, le temps de terrain ayant été consacré surtout à l'inventaire des glissements. L'analyse des photos aériennes n'a pas été d'un grand recours pour cette phase étant donné l'importance de la couverture végétale et forestière.

Les formations superficielles ont été cartographiées en direct lorsque des affleurements ou des coupes étaient disponibles ou en inférant les données de la BSS (Banque de données du Sous-Sol, Service Régional Auvergne du BRGM). Les nombreux sondages ayant été réalisés sur l'emprise de la carte du Puy dans le cadre des contournements nord et ouest de la ville ainsi que du contournement oriental actuellement en cours ont facilité la tâche. La nature des formations superficielles a été indiquée ainsi qu'une estimation des épaisseurs (mini, moyenne, max) à partir des sondages, des coupes et de la connaissance acquise selon le contexte géomorphologique.

Les nomenclatures utilisées (**tab.10**) pour les niveaux géologiques et les formations superficielles font référence aux termes stratigraphiques utilisés dans la carte d'Yssingaux pour la géologie et à la nomenclature de Le Bret *et al.* (1993) pour les formations superficielles. Un effort de synthèse a été nécessaire afin de corréliser les formations et les termes entre les cartes d'Yssingaux, de Cayres et du Puy (**annexe 4**). Des problèmes ont parfois été rencontrés pour différencier les formations gélifiées à blocs ou « *heads* » (*SHx*) des couvertures de versants résultant d'un colluvionnement des dépôts périglaciaires (*SC*), les 2 formations étant parfois présentes au même endroit (*SH* recouvert de *SC*). Nous avons choisi arbitrairement de dénommer *SH* les formations présentant un caractère diamictique et/ou hétérométrique et *SC* les formations à dominante fine mises en place par du ruissellement diffus. Les complexes de versant caractérisés par un dépôt très hétérométrique et dont la structure chaotique fait penser à des phénomènes de mouvement de masse ont été notés *A*, faute de classification spécifique dans la nomenclature de Le Bret *et al.* (1993).

Le **tableau 10** présente une description succincte des principaux caractères de chaque formation observés sur le terrain.

Les contours dessinés sur photographie aérienne ont été digitalisés avec le logiciel Mapinfo©7.5, formant des polygones renseignés dans la table attributaire par :

- la nature lithologique (code substrat),
- la nature des formations superficielles (code form.sup),
- l'épaisseur minimale des formations superficielles,
- l'épaisseur moyenne des formations superficielles,
- l'épaisseur maximale des formations superficielles.

Tableau 10 – Nomenclatures des formations superficielles et géologiques

Code form.sup	Description
A	complexe de versant, mélange intime de matériaux allochtones et autochtones, couvrant une grande partie du versant, sur des épaisseurs > 4m
Ar	altérites du substrat cristallin sous-jacent, autochtone et non remaniées
F	dépôts fluviaux composés d'alluvions grossières, de sables fluviaux et/ou de limons
SC	colluvions remaniant sur le versant des éléments allochtones provenant de l'amont versant, nappant le versant et souvent composés d'éléments clastiques mélangés à une matrice fine remaniant en partie le substrat
SH	formation gélifluée à blocs, dépôt périglaciaire de type diamicton, à blocs allochtones emballés dans une matrice fine remaniant en partie des éléments du substrat sous-jacent
CF	remplissage colluvio-alluvial des fonds de vallon, essentiellement du matériel allochtone
E	éboulis de gravité pur remaniant des éléments clastiques produits par le démantèlement des corniches cristallines amont
Ef	éboulis assistés remaniant des éléments clastiques produits par le démantèlement des corniches cristallines ou une partie des éboulis de gravité purs
FJ	dépôts torrentiels des cônes de déjection
Fc	ferricrète, cuirasse sidérolithique

code substrat	Période	Description
FL	Plio/Pléistocène	formations de remplissage lacustres à pseudo-lacustres villafranchiennes variant des sables lavés à des argiles pures
p	Pliocène	Sables à chailles du Pliocène
gM	Oligo/Miocène	marne blanche très collante à l'état humide, illitique avec cailloux calcaires et quelques passées sableuses ou calcaires
gS (s ou a)/eS	Oligocène	sables argileux (gSs) ou argiles sableuses (gSa) à montmorillonite remaniant des éléments de socle, les éléments sableux sont grossiers et l'argile reste intersticielle
eAv	Eo/Oligocène	illite, formation centrale du bassin
eA	Eo/Oligocène	Formation argilo-sableuse bariolée riche en quartz
eSi (s ou a)	Eocène	sable argileux (eSis) ou argile sableuse (eSia) à kaolinite remaniant des éléments de socle
eK/eKs	Eocène	Arkose de Blavozy (eK) et Sables de Noustoulet (eKs)
Terrains cristallins	tsB	dépôt scoriacé
	Bc	coulée basaltique
	Bi	basalte intrusif (neck, sill, dyke...)
	brB	brèche basaltique, matrice +/- scoriacée avec éléments bréchiques de basalte
	brH	brèche hyaloclastique, riche en matrice palagonitique
	brM	brèche de maar, dépôt lité à granoclassement postif, avec une matrice jaunâtre emballant des blocs basaltiques et des matériaux issus de l'encaissant
	gr	socle cristallin (granitique et métamorpique)

5.1.2. La caractérisation des matériaux

Afin d'obtenir les informations supplémentaires sur les caractéristiques des matériaux rencontrés (substrat et formations superficielles), quelques échantillons ont été prélevés sur coupe ou lors des forages exécutés dans les glissements du Monastier et de Montchamp.

La stratégie d'échantillonnage (**fig. 117**) s'est appuyée sur 3 objectifs :

- la différenciation des séries géologiques,
- la différenciation entre matériau en place et matériau remanié,
- l'existence d'un continuum entre faciès interne et externe.

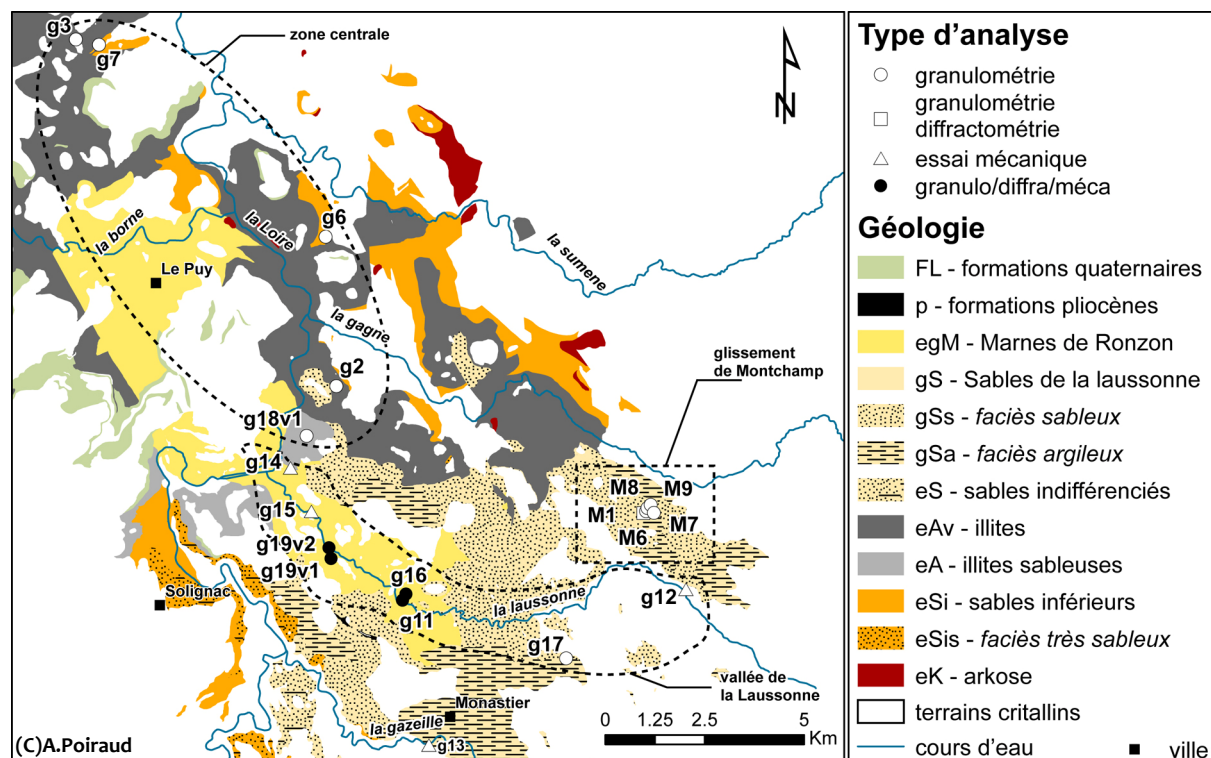


Figure 117 – Échantillonnage et type d'analyse effectuée

Les 18 échantillons récoltés ont été analysés selon différentes techniques :

- la granulométrie de la fraction < 2mm (tous les échantillons sauf g14, g15 et g12),
- la pétrologie de la fraction > 2mm (tous les échantillons),
- des essais mécaniques (cisaillement rectiligne) afin de déterminer les valeurs de cohésion et d'angle de frottement interne (échantillons g14, g15, g12, g19v1 et 2, g16 et g11),
- la diffractométrie aux rayons X pour connaître la part des types d'argile présente dans les échantillons (g19v1 et 2, g16 et g11).

Le glissement de Montchamp a été investigué à l'aide de sondages géologiques à la tarière mécanique (§2.2.1.2). Les analyses granulométriques et pétrologiques ont été réalisées sur les niveaux pertinents (substrat en place, masse glissée et couche colluvionnée) ainsi que des analyses diffractométriques sur les 3 sous-échantillons M6_750-800¹⁰ (Sables de la Laussonne, gS), M6_720-750 (plan de glissement supposé) et M6_500-570 (masse glissée). L'objectif était de voir les relations entre substrat et masse glissée et les différences caractérisant ces 2 niveaux (différenciation entre matériaux en place et remaniés).

Le continuum géologique entre faciès externe des sédiments oligocènes (Sables de la Laussonne, gS) et faciès interne (Marnes et Calcaires de Ronzon, gM) est bien matérialisé par le passage latéral entre

¹⁰ Les sous-échantillons sont nommés par le n° du sondage (M6) puis par leur profondeur (750-800 pour un niveau compris entre 750 et 800cm)

les 2 formations au niveau de La Terrasse (échantillons g19vx, g16 et g11) (Turland *et al.*, 1993). L'intensité des mouvements de masse actuels dans cette partie a justifié la réalisation d'essais mécaniques sur les échantillons g14, g15, g19vx, g11, g16 et g12 afin de déterminer les valeurs de cohésion et d'angle de frottement interne. Les analyses diffractométriques, granulométriques et pétrologiques ont complété les analyses mécaniques sur les échantillons g19vx, g16 et g11. Ces 4 échantillons correspondent au substrat en place et à la masse remaniée correspondante.

Enfin, l'analyse granulométrique a porté également sur des faciès plus internes (Illite du Puy, eAv et Sables inférieurs, eSi) situés dans la partie centrale du bassin. L'objectif était ainsi de caractériser granulométriquement l'ensemble des séries sédimentaires, internes et externes, du bassin du Puy.

Une recherche bibliographique a complété ces essais avec le recensement de 37 échantillons répartis sur les parties internes du bassin et le bassin de Blavozy à l'est avec des résultats de cohésion et d'angle de frottement interne. L'ensemble de ces études provient des archives du CETE de Clermont-Ferrand et du LCPC de Lyon.

La granulométrie s'est faite classiquement en 3 étapes selon le protocole mis en place par O. Voldoire et C. Ballut de GEOLAB (**annexe 5**). Toutes les mesures ont été effectuées au laboratoire de GEOLAB à Clermont-Ferrand durant les mois de novembre 2010 à janvier 2011. La partie fine ($< 63\mu$) a été analysée au granulomètre laser (Coulter LS 230) tandis que la partie sableuse ($> 63\mu$) a été analysée classiquement aux tamis. Cette stratégie a été mise en place après des essais infructueux au granulomètre laser. En effet, la forte hétérogénéité des échantillons rendait délicate la manipulation de prélèvement d'échantillon par pipette en phase liquide. De plus, l'agitateur magnétique retenait les particules basaltiques (comportement magnétique fort) ce qui faussait les mesures. La séparation des classes granulométriques au préalable évitait ces problèmes. Afin de raccrocher les 2 courbes (laser et poids), les poids des fractions argileuses et silteuses ont été recalculés en fonction du poids total de masse $< 63\mu$ étant entendu que les densités des argiles, silts et sables sont quasiment identiques (BRGM). Des problèmes ont été rencontrés pour défloculer les illites tertiaires (eAv) ainsi que les Sables Inférieurs (eSi), le protocole n'étant sans doute pas adapté à des matériaux aussi cohésifs.

L'analyse pétrographique a simplement consisté à compter par nature pétrologique les éléments $> 2\text{mm}$ des échantillons ayant subi une analyse granulométrique (en fin de manipulation granulométrique). Nous avons différencié les éléments d'origine volcanique (basalte, scories, tufs) caractérisant les apports exogènes, d'origine granitique (quartz, micaschiste, feldspath) caractérisant les Sables de la Laussonne et d'origine calcaire caractérisant les Marnes et Calcaires de Ronzon. Les intervalles de confiance ont été estimés par la méthode de correction de continuité de Yates (1934) définie par (17) :

$$I = \left[Z \sqrt{\frac{p(1-p)}{n} + \frac{1}{2n}} \right] \quad (17)$$

avec I , intervalle de confiance, $Z = 1.96$ (à 95% de confiance), p , la proportion d'éléments et n , le nombre total d'éléments comptés. Le rapport entre proportions d'éléments volcaniques et d'éléments de sédimentaire a été calculé et symétrisé autour de 0 par une fonction $\ln(x)$, plus le chiffre étant > 0 , plus la charge volcanique étant importante. Le nombre d'éléments comptés par échantillon varie de 1 à 695 avec une moyenne de 189 éléments par échantillon.

Les mesures mécaniques ont été effectuées au laboratoire GEOPHEN de Caen (UMR-CNRS 6554) sous la direction d'O. Maquaire et sur une période de 2 semaines (début avril 2010). Des essais de cisaillements rectilignes dans une boîte de Casagrande en contexte consolidé-drainé (essai C/D) ont

été conduits (**fig.118.1**). Le protocole suivi est celui de la norme française NF P 94-071-1 « Essai de cisaillement rectiligne à la boîte » (AFNOR, 1994). Une première phase consiste à consolider le matériau en condition saturée à différents niveaux de contrainte (50 à 200Kpa). La contrainte a été appliquée pendant à peu près 24h (**fig.118.2 et 118.5**). Une seconde phase consiste à cisailier à vitesse constante (0.02 mm/min, cisaillement lent) l'échantillon à différents niveaux de contrainte normale (**fig.118.3, 118.4 et 118.6**). Enfin, la détermination des valeurs de c' et φ' se fait par report des valeurs de contrainte relevées à 250min en fonction de la contrainte normale appliquée, puis par la détermination de la droite d'ajustement (b correspond au c' et a à $\tan\varphi'$). Les résultats bruts sont consignés en **annexe 6**.

Les matériaux illitiques (eAv) ainsi que les Sables Inférieurs (eSi) n'ont pu être soumis à ce protocole du fait de leur très forte cohésion et de leurs caractéristiques à sec les rapprochant plus d'une roche que d'un matériau meuble.

Enfin les diffractométries de la fraction $< 63\mu$ ont été confiées au Professeur Henri BUSCAIL, directeur du Laboratoire Vellave sur l'Élaboration et l'Étude des Matériaux (LVEEM), EA 3864, situé au Puy-en-Velay. Il nous a fourni l'analyse DRX ainsi que la quantification (*Visual Crystal*) de 7 échantillons (**annexe 7**). Les résultats sont comparés avec ceux des rares DRX effectuées auparavant et publiées (Gabis, 1963 ; Larqué & Weber, 1978).

Nous regrettons de ne pas avoir pu faire de mesures des limites d'Atterberg faute de temps, d'autant plus que la forte sensibilité aux conditions hydriques d'une partie des matériaux du bassin du Puy nous semble fondamentale à comprendre pour bien les caractériser. Nous considérons ceci comme une lacune importante dans la caractérisation et la connaissance des propriétés des matériaux, qu'il conviendra de combler lors d'études postérieures.

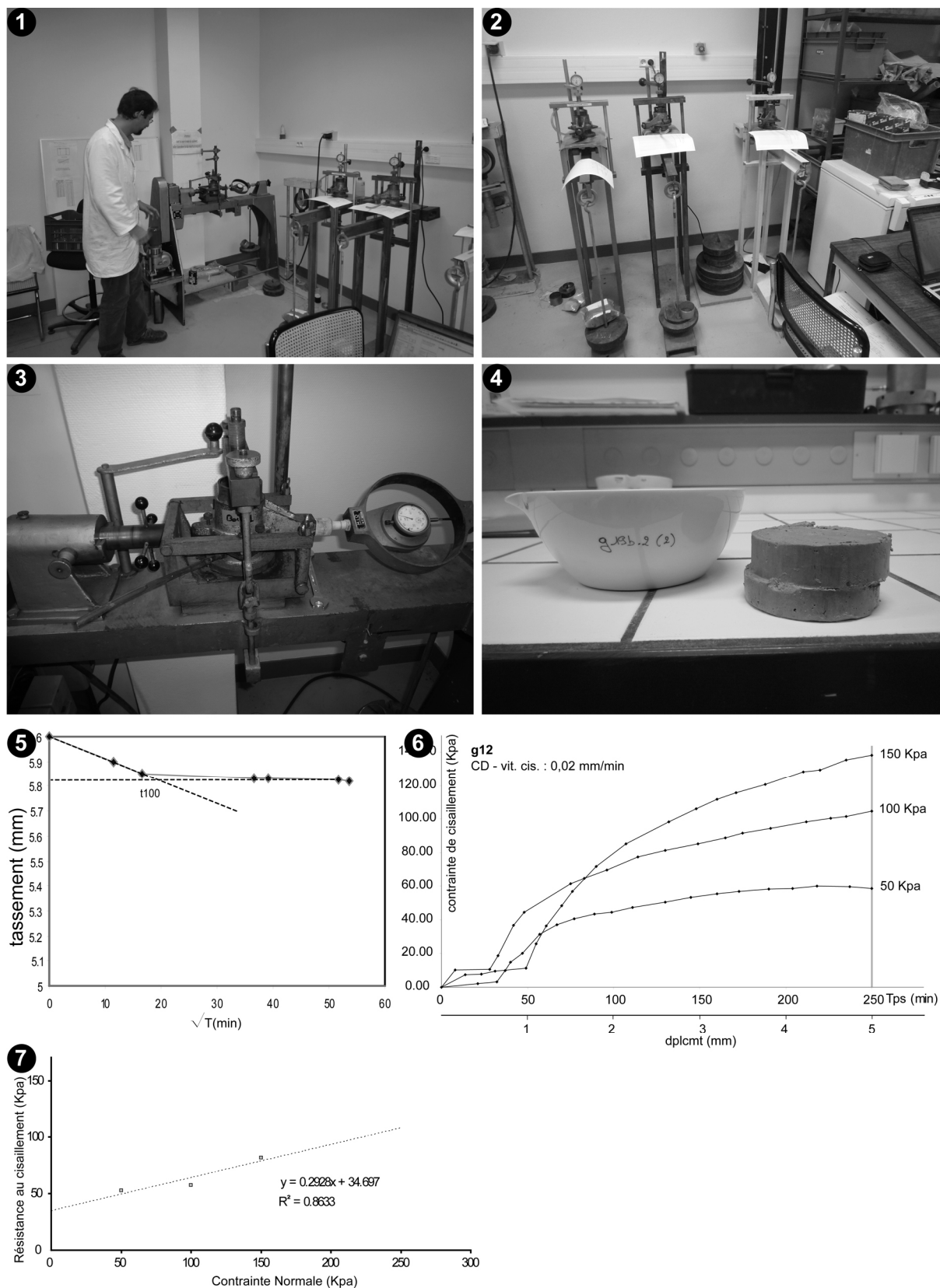


Figure 118 – Cisaillement rectiligne avec la boîte de Casagrande. 1) salle de manipulation, Caen, 2) oedomètres, 3) appareil de cisaillement rectiligne avec dynamomètre, 4) échantillon après essai avec plan de rupture, 5) graphique de consolidation dans une boîte de Casagrande, 6) courbe de contrainte de cisaillement en fonction du déplacement pour plusieurs niveaux de contrainte normale, 7) paramètres de résistance au cisaillement et courbe d'ajustement linéaire

5.1.3. Création d'un MNT et ses dérivés

Plusieurs possibilités existaient pour obtenir un MNT sur le bassin du Puy :

- * la BD Alti IGN, pas de 50m et précision z affichée de ± 25 m selon les régions
- * les données ASTER à 30m,
- * la digitalisation des courbes de niveau avec une précision en z de ± 1 m sur les courbes de niveau.

La BD Alti étant trop grossière pour bien représenter la géométrie des versants, nous avons testé les données ASTER disponibles gratuitement auprès de la NASA depuis l'été 2009. La précision affichée étant meilleure que celle de la BD Alti, il était théoriquement envisageable d'utiliser ces données pour créer un MNT. Cependant, les données ASTER correspondent à un MNE (Modèle Numérique d'Élévation) et non à un MNT (Modèle Numérique de Terrain). Une comparaison entre les 2 bases a été faite (**annexe 8**) et a montré d'importants défauts sur les images ASTER. Un effet de flou existe sur ces images et sur la distribution des pixels selon les valeurs d'altitude. Les erreurs sont systématiques et liées à l'orientation des versants (trajectoire des satellites). Enfin, la comparaison des MNT IGN et ASTER avec 151 points de contrôle issus du réseau IGN (point avec précision centimétrique et décimétrique) donne de meilleurs résultats pour la BD Alti que pour les données ASTER (RMSE ≈ 14 pour la BD Alti et RMSE ≈ 28 pour les données ASTER). Nous avons donc abandonné l'utilisation des données ASTER qui nécessiteraient un important travail de filtrage pour une précision guère meilleure que celle de la BD Alti.

La solution restante était la digitalisation des courbes de niveau au 1/25 000 et l'interpolation des données en une image raster. Nous renvoyons à Thiery (2007) pour ces aspects d'interpolation (approche théorique).

La digitalisation s'est faite au 1/50 avec MAPINFO®7.5. Au total, 233 750 triplets (x ; y ; z) ont été créés avec une distance moyenne entre triplets de 27m (mini = 0.11m, maxi = 84m, écart-type = 10.6m). La distance maximale du 8^{ème} point le plus proche est inférieure à 400m pour une distance modale de 62m. La densité moyenne des points est de 1 point/1975 m² (à peu près 5 points/ha).

Plusieurs méthodes d'interpolation ont été testées¹¹ à différents pas de grille (50, 40, 30, 20, 15, 10 et 5m).

Au total, 49 MNT ont été produits sous ArcGIS®, Surfer® et Mapinfo® (module Vertical Mapper®). Le calcul de la RMSE¹² pour chacun d'eux a été fait par rapport aux données d'entrée (triplets) (**fig.119**). Un palier est atteint pour une taille de grille de 15m, la précision n'augmentant quasiment pas pour des mailles inférieures. A cette taille de grille, 4 interpolateurs sont retenus, à savoir le RBF (Radial Basis Function), l'IDW (Inverse Distance Weighting) et les 2 TIN (classique et lissé). Nous pouvons cependant constater les différences ténues entre interpolateurs sauf pour la maille de 30m

¹¹ IDW – puissance = 3.2684, rayon de recherche = 500 mètres, 8 points maximum

KRIGING – effet de pépite = 30, composante principale linéaire avec angle d'anisotropie = 140 et pente du variogramme à 1.2, composante secondaire gaussienne avec angle d'anisotropie = 55, longueur = 300 m, échelle du variogramme = 1500 m, 8 points maximum (paramètres choisis par rapport au meilleur semi-variogramme)

MINIMUM CURVATURE – 100 000 itérations et résidus maximaux = 0.72m, tension interne et aux limites = 0 et facteur de relaxation = 1

RADIAL BASIS FUNCTION – multiquadratique, avec facteur de 360 et rayon de recherche de 500m, 8 points maximum

TIN et TIN lissé – pas d'anisotropie et lissage par polynôme du 5^{ème} degré (TIN lissé exécuté avec Vertical Mapper®)

TOPO – pas d'accès aux paramètres (ArcGIS®)

¹² Root Mean Square Error : racine de l'erreur quadratique moyenne, s'obtient selon la formule : $RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y'_i - y_i)^2}$

avec y'_i , la valeur d'altitude modélisée, y_i , la valeur d'altitude réelle et n , le nombre de points total

pour laquelle le module TOPO et le TIN lissé donnent de mauvais résultats. Nous n'avons pas d'explication à cela. Nous supposons juste que la taille de grille étant proche de la distance moyenne des points, le passage au format raster retient plus souvent une valeur moyenne de pixel correspondant aux 2 valeurs réelles encadrant le pixel que la valeur du triplet contenu par ce pixel. Il s'agit d'un paramètre que nous ne maîtrisons pas dans les procédures d'interpolation.

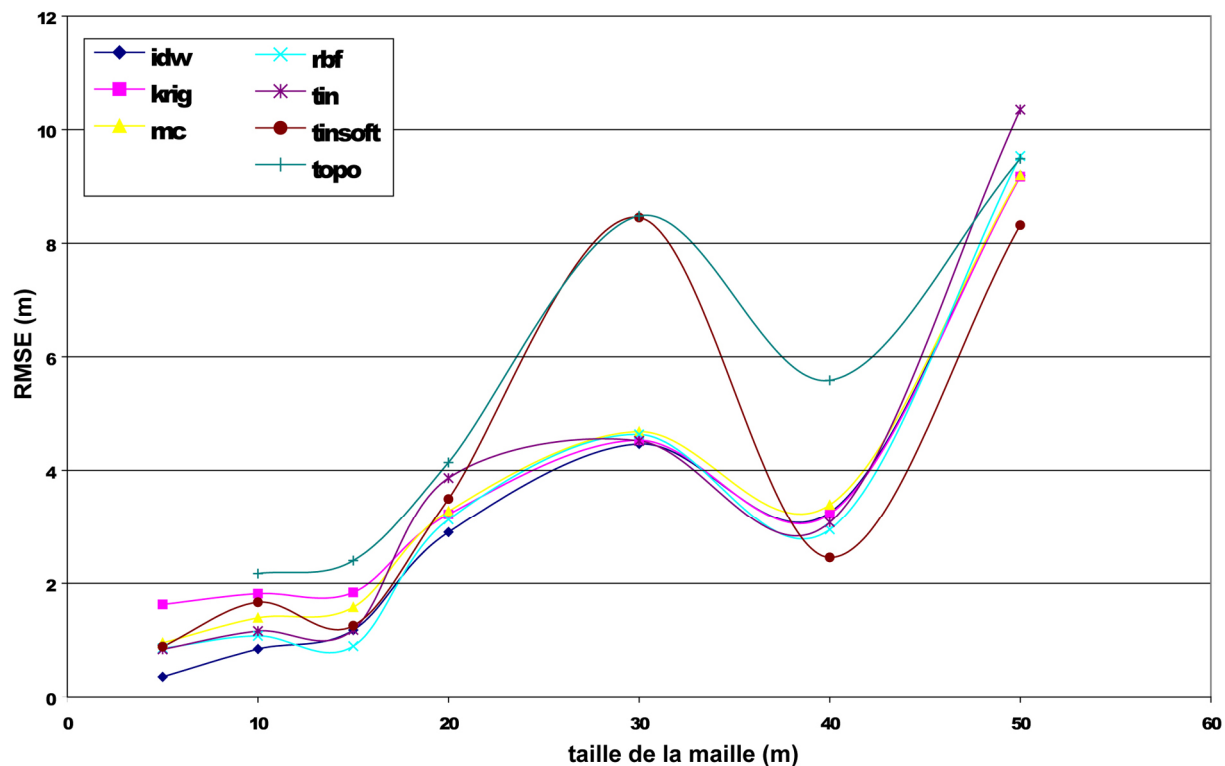


Figure 119 – Valeurs de RMSE en fonction des méthodes d'interpolation et de la maille choisies. Idw => IDW ; krig => Krigeage ; mc => Minimum Curvature ; rbf => Radial Basis Function ; tin et tinsoft => TIN et TIN lissé ; topo => module TOPOSHAPE d'ArcGIS

L'intérêt d'un MNT étant ses dérivées, nous avons testé les 2 dérivées principales que sont la pente et l'orientation des versants sur les 4 MNT retenus (RBF, IDW, TIN, TIN lissé à 15 m). Plusieurs coupes ont été réalisées sur les images de pente et d'orientation (fig.120).

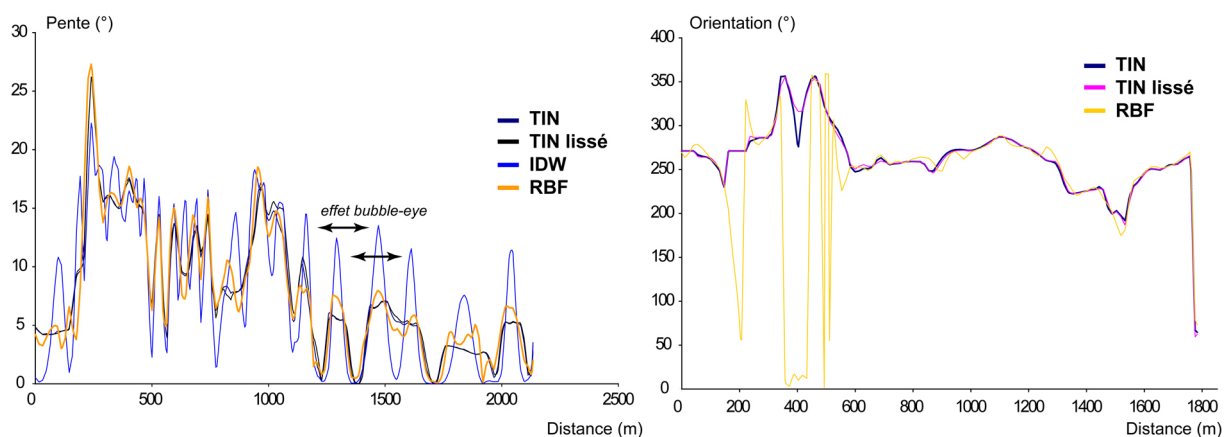


Figure 120 – Exemple de coupe avec les valeurs de pente (à gauche) et d'orientation (à droite)

L'exemple présenté montre un très net effet *bubble-eye* pour les valeurs de pente calculée depuis le MNT IDW. Cet effet est systématique pour cet interpolateur. Ceci donne un aspect « en vague » des cartes de pente avec une mésestimation des valeurs réelles (trop ou trop peu) et des artefacts rendant inutilisable ce type de carte. Nous avons donc éliminé le MNT IDW à 15m. Le MNT RBF montre également une tendance à l'effet de vague bien que nettement moins marquée que pour le MNT IDW. Cependant, cet interpolateur est sensible à la dérivée « orientation » comme le montre la **figure 120**. Ceci n'est pas systématique, mais ce MNT semble manquer de constance. Nous l'avons également éliminé. Les 2 TIN sont très similaires ($r^2 = 0.99$ pour la pente et $r^2 = 0.91$ pour l'orientation) et réagissent de la même manière. Il n'y a pas de justification statistique pour retenir l'un ou l'autre. Nous avons choisi le TIN lissé à 15m car le dessin des versants est moins géométrique que le TIN, se rapprochant ainsi un peu plus de la réalité de terrain.

Ce TIN a été filtré avant de réaliser les cartes dérivées (remplissage des trous et artefacts). Au total, 20 cartes dérivées ont été produites en plus de la carte d'altitude (**tab.11 et annexe 9**).

Tableau 11 – Cartes dérivées créées à partir du TIN

Carte	Étendue de valeurs	Construction
Pente	0/66°	Différence d'altitude entre pixels mitoyens sur une distance de 15m
Orientation	-1 /360°	Différence d'angle entre 2 valeurs de pente
Courbure longitudinale	-25/22 radians/m	Différence de pente entre pixels mitoyens parallèlement à l'axe de plus grande pente
Courbure transversale	-26/24 radians/m	Différence de pente entre pixels mitoyens perpendiculairement à l'axe de plus grande pente
Courbure	-49/41 radians/m	Synthèse des 2 types de courbure transversale et longitudinale
Distance normalisée d'écoulement	0/1	Distance à l'exutoire mesurée le long des axes d'écoulement et normalisée
TWI	0/1	Indice topographique d'humidité (formule 15, §4.2.1.1) normalisé
IDPR	0/1	Rapport des densités de réseau pérenne sur les densités des thalwegs (rayon de recherche 100m), normalisé. (Mardhel <i>et al.</i> , 2004)
Altitude standard	561/1278m	Altitude standardisée par rapport à l'énergie de relief locale
Altitude normalisée	0/1	Relief local normalisé
Indice de convergence	-100/100%	Pourcentage de cellules voisines ayant une orientation convergente ou divergente du centre de la cellule considérée
Altitude relative aux thalwegs	0/310m	Altitude relative du pixel au thalweg le plus proche
Distance aux thalwegs	0/1468m	Distance du pixel au thalweg le plus proche
Altitude relative aux cours d'eau	0/443m	Altitude relative du pixel au cours d'eau pérenne le plus proche
Distance aux cours d'eau	0/5688m	Distance du pixel au cours d'eau pérenne le plus proche
TPI	-z/zm	Indice de position topographique. Rapport de l'altitude du pixel à l'altitude moyenne des pixels compris dans une fenêtre glissante. 5 tailles de fenêtre ont été prises : 90, 150, 300, 450 et 900m (TPI90, TPI150, etc.)

5.1.4. L'occupation du sol

La carte d'occupation du sol n'a pas été créée par manque de temps et parce qu'il s'agit *a priori* d'un facteur peu influent (observations faites en master 2 et lors de l'inventaire). Nous avons donc utilisé les données vectorielles CORINE LANDCOVER de 2006, d'une précision de 20/25m et obtenues par photointerprétation des images satellites SPOT, Landsat, etc. L'utilisation conseillée de cette base est

le 1/100 000. Les polygones de la base couvrent une surface minimale de 25ha, les différences inférieures étant alors globalisées avec le type d'occupation du sol dominant localement.

5.1.5. Le croisement des variables avec l'inventaire

L'analyse des liens statistiques entre type de glissement et variables se fait au moyen du calcul des « poids » et de leur marge d'erreur selon le principe de la théorie de Bayes (Bonham-Carter, 1994 ; Mihalasky & Bonham-Carter, 2001). Nous déterminons un index de fréquence de glissement par nature de matériau, le Wi (*Weight index*) calculé selon la formule (18) :

$$Wi = \ln \left[\frac{Ng \times Ngt}{Nc \times Nt} \right] \quad (18)$$

avec Ng , nombre de glissements dans la classe de matériau considéré, Ngt , nombre total de glissements, Nc , nombre de pixels total de la classe de matériau considéré et Nt , nombre total de pixels. Une valeur se rapprochant de 0 signifie que l'association des 2 variables est nulle. Une valeur négative signifie que l'association est défavorable tandis qu'une valeur positive signifie que l'association est favorable. L'erreur standard est calculée selon la formule (19) :

$$\sigma_{Wi} = \sqrt{\frac{1}{Ng}} \quad (19)$$

Le Wi , basé sur la formule des *Odds Ratio*, permet d'annuler l'effet d'un facteur couvrant plus de surface et « standardise » le poids. Cette approche bivariée permet en outre de décrire des relations non linéaires entre la présence de glissements et les facteurs à valeurs continues.

L'approche statistique multivariée pour décrire les relations entre présence de glissements et facteurs potentiels n'a pas été retenue pour ces problèmes de non-linéarité qui imposeraient de travailler sur des lois de probabilité définies pour chaque facteur et chaque type de glissement.

5.1.6. Les données météorologiques

Les données météorologiques obtenues sont journalières et comprennent les précipitations totales ainsi que les températures moyennes journalières (**tab.12**).

Tableau 12 – Récapitulatif des données météorologiques reçues

Station	Période couverte	
	Précipitations journalières totales	Température moyenne journalière
St-Paulien	1 ^{er} janvier 1936 au 31 décembre 2010	-
Puy-Loudes	1 ^{er} novembre 1983 au 31 décembre 2010	1 ^{er} janvier 1984 au 31 août 2010
Puy-Chadrac	1 ^{er} octobre 1928 au 31 décembre 1972	-
Puy-ville	1 ^{er} janvier 1992 au 31 décembre 2010	1 ^{er} janvier 1992 au 31 août 2010
Solignac	1 ^{er} octobre 1987 au 31 décembre 2010	1 ^{er} janvier 1989 au 31 décembre 2006
Cayres	1 ^{er} janvier 1973 au 30 juin 1995	-
Le Monastier	1 ^{er} janvier 1932 au 31 décembre 2010	1 ^{er} janvier 2007 au 31 août 2010
Alleyrac	1 ^{er} janvier 1973 au 31 décembre 2010	1 ^{er} janvier 1974 au 31 décembre 2006
Le Pertuis	1 ^{er} avril 1991 au 31 décembre 2010	1 ^{er} avril 1992 au 31 décembre 2006
St-Julien de Chaptueil	1 ^{er} janvier 1973 au 31 décembre 2010	-
Les Estables	1 ^{er} octobre 1982 au 8 juin 2010	1 ^{er} octobre 1982 au 8 juin 2010
Mazet-Volamont	1 ^{er} février 1991 au 31 décembre 2010	1 ^{er} février 1991 au 31 août 2010
Yssingeaux	1 ^{er} avril 1989 au 31 décembre 2010	-
Retournac	1 ^{er} janvier 1973 au 31 décembre 2010	-

5.2. Synthèse des données géologiques et sensibilité des terrains

Cette synthèse concerne uniquement les terrains sédimentaires tertiaires (**fig.121**), les terrains volcaniques étant moins sensibles aux glissements et leur synthèse ayant été faite par Mergoil et Boivin (1993). La partie descriptive des séries sédimentaires reprend en partie la note rédigée pour la notice de la carte géologique du Monastier au 1/50 000 sans entrer dans le détail des localisations précises des affleurements. La partie d'analyse en laboratoire est résumée et se concentre sur les résultats principaux.

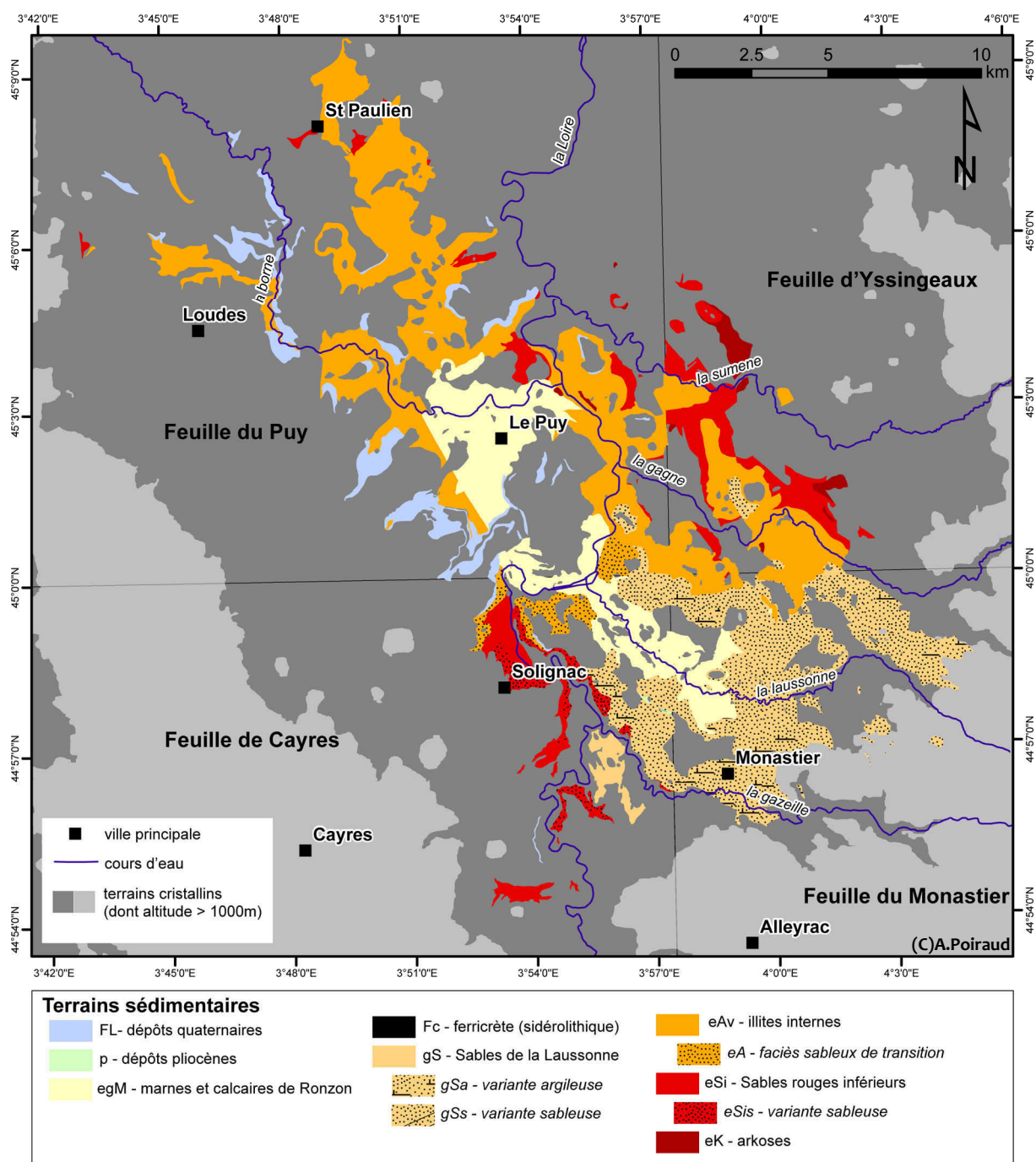


Figure 121 – Carte géologique des terrains sédimentaires tertiaires et quaternaires présents dans le bassin du Puy-en-Velay

5.2.1. Description des séries et faciès

Sur la carte, on distingue nettement un domaine nord-ouest et central dominé par les terrains éo-oligocènes de type illitique (eAv) et marno-calcaire (egM), un domaine sud-est où s'étendent les Sables de la Laussonne (gS), beaucoup plus sableux et un domaine sud et nord-est exclusivement dominé par les Sables Inférieurs. La transition entre le domaine périphérique sud-est et la zone centrale est bien visible dans la partie aval de la Laussonne où s'interpénètrent les Sables de la Laussonne (gS) et les Marnes de Ronzon (egM) (Turland *et al.*, 1993).

Les séries éocènes moyen (eK) sont rares dans le bassin. On retrouve le faciès grésifié des arkoses de Blavozy et de Brives, décrites et datées par De Saporta (1870) et un faciès composé de sables fluviatiles dénommés localement « Sables de Noustoulet ». Ces séries reposent directement sur le socle et nous n'avons que peu d'informations sur leur étendue sous les autres séries. Elles remanient les éléments du socle (très riche en quartz) et sont déposées en contexte fluviatile (formes sédimentaires chenalisées et figures de stratifications croisées). La fraction argileuse de l'arène dérivée de ces grès est de nature illitique avec un peu de montmorillonite et kaolinite (Larqué & Weber, 1973). L'ensemble de la série ne dépasse pas 75m de puissance sur la feuille d'Yssingaux.

Les Sables Rouges Inférieurs (Eocène supérieur, eSi) se concentrent aux marges du bassin, en relation avec les petits horsts locaux (Orzilhac) ou au sud, le long des gorges de la Loire entaillant le socle cristallin. Leurs faciès sont le plus souvent rubéfiés et très argileux, s'enrichissant localement (notamment dans la partie sud, près d'Onzillon) de gros grains de quartz subanguleux (eSis), trahissant un mode de transport court voire une relique d'arène subautochtone ou de ferricrète. Globalement, la série s'enrichit en sable à proximité du contact avec le socle (Gabis, 1963). La fraction argileuse est composée majoritairement d'illite (2/3) et de kaolinite (1/3) (Gabis, 1963). La série atteint 40m de développement maximum sur la feuille de Cayres.

L'épaisse série illitique éo-oligocène caractérise la partie centrale du bassin et s'étend au nord-ouest jusqu'à St-Paulien et à l'ouest au-delà de Loudes, masquée par la puissante couverture basaltique du Devès. Le faciès est essentiellement bleuté à glauque ou verdâtre, de texture argileuse très compacte et riche en illite (80 à 100% selon Gabis). De rares grains de quartz ou quelques nodules de calcaires viennent rompre la monotonie de la série. La calcite en est un important constituant. Cette série est estimée à 150m au maximum, résultat confirmé par quelques sondages réalisés sur le plateau du Devès (données disponibles dans la BSS du BRGM).

Dans la partie interne du bassin, au-dessus des illites éo-oligocènes, se succèdent les Marnes à gypse du Mont Anis localisées aux alentours de la ville du Puy. Riches en illite, ces marnes sont considérées comme la partie supérieure des illites proprement dites. Elles ne sont pas différenciées sur la carte d'avec les Calcaires et Marnes de Ronzon (egM) au faciès très similaire. Constituées de marnes blanches à grisâtres et s'enrichissant parfois de bancs calcaires, ces marnes s'étendent de Polignac à Coubon et prennent leur extension maximale autour de la ville du Puy. Elles passent latéralement aux séries externes dans la vallée de la Laussonne, au niveau du village de La Terrasse. Dans cette vallée, la série des Marnes et Calcaires de Ronzon repose sur un niveau de grès bleuté très riche en quartz révélé par l'incision de la Laussonne et observable tout au long du cours, qu'il est délicat de raccrocher à une série déjà connue. L'argile de cette série est riche en montmorillonite, accompagnée de kaolinite et d'illite ainsi que de calcite représentant le minéral le plus abondant (Gabis, 1963). La puissance de cette série atteint localement 100m.

Les Sables de la Laussonne (gS) constituent l'essentiel des séries périphériques externes oligocènes. De nature sablo-argileuse à argilo-sableuse, ils arborent une teinte verdâtre, jaunâtre ou bleutée et sont particulièrement riches en grains de quartz subanguleux (transport court). Certaines passées sableuses s'apparentent à des sables lavés et on retrouve parfois au sein de la série des « galets

mous ». Certains niveaux sont très argileux, de couleur crème, sans grains de quartz. Globalement, la série des Sables de la Laussonne s'étend le long des bordures sud-est et orientale du bassin du Puy, recouvertes par les épanchements basaltiques du Velay et du Meygal. La forte incision de cette partie orientale a largement mis à l'affleurement cette série qui peut dépasser 150m d'épaisseur dans la région du Monastier-sur-Gazeille. Elle repose la plupart du temps directement sur le socle bien qu'on puisse trouver localement des niveaux intermédiaires (ex. du niveau grésifié de Chabreyres en rive droite de la Gazeille). La fraction argileuse est riche en montmorillonite et illite (> 60%) et en kaolinite (25-40%) (Gabis, 1963).

Au sein de cette série sablo-argileuse, se développent localement des cuirasses ferrugineuses (Fc) étudiées par Larqué *et al.* (1980) et plus récemment par Caroline Prognon-Ricordel et Fabien Lenoir dans le cadre de l'établissement de la carte du Monastier. Ces derniers auteurs ont daté par paléomagnétisme ces encroûtements ferrugineux du Jurassique supérieur (160 Ma \pm 10 Ma) ce qui remet en cause une grande partie de la stratigraphie locale. N'étant pas sédimentologue et paléomagnéticien, nous ne contestons pas l'âge jurassique obtenu, mais restons prudent compte tenu :

- des mouvements tectoniques mio-pliocènes et plio-pléistocènes qui n'ont pas été pris en compte dans le changement d'orientation possible des cuirasses (F. Lévêque et P. Rocher, *com. pers.*),
- des datations paléontologiques existantes sur ces niveaux de sables oligocènes et Marnes de Ronzon (Turland *et al.*, 1993) qui confirment l'âge oligocène de ces formations,
- des connaissances sur les dynamiques géomorphologiques anciennes qui reconnaissent le Massif central en contexte acyclique lors du Secondaire (Le-Griel, 1991).

Pour notre étude, la précision de l'âge est moins fondamentale car nous nous intéressons plus aux faciès qu'aux âges. Cependant, par souci de cohérence dans le texte, nous continuerons d'appliquer l'ancienne stratigraphie (âge tertiaire) dans l'attente d'arguments supplémentaires relativement à cette hypothèse.

Les formations miocènes et pliocènes sont rares, souvent lenticulaires et rarement visibles. On les distingue par la découverte, dans les formations superficielles nappant les versants, de chailles jurassiques. Nous avons assez peu d'informations sur ces formations et ne les avons pas intégrées dans ce travail de thèse de par leur très faible recouvrement en surface, leur très faible épaisseur (< 2m) et parce qu'elles sont bien souvent coincées entre la chape volcanique et le substrat sous-jacent.

Enfin, les formations quaternaires sont presque exclusivement situées dans le centre du bassin, bien développées dans les ravins de Ceyssac, du Dolaizon et du Riou ainsi que le long de la vallée de la Borne. Elles sont emboîtées dans les séries antérieures et résultent d'épandages fluviaux liés à l'ancien tracé de la Loire ou à des accumulations locales organo-détritiques créées par l'établissement de barrages volcaniques (Defive, 1996 ; Defive *et al.*, 2005). Leurs faciès sont très variés, allant de galets roulés à des argiles sableuses en passant par des sables fins lavés. Il est très délicat de proposer une cartographie fine des faciès du fait que ces formations sont bien souvent masquées par des mouvements de masses ou des formations périglaciaires de versants.

5.2.2. Caractérisation des matériaux

5.2.2.1. Granulométrie et minéralogie

Les analyses granulométriques permettent, à l'instar de Gabis (1963), de bien différencier les faciès internes des faciès externes par la proportion de sables contenue dans l'échantillon (**fig.122**). Le seuil

de 20-25% de sables ($> 63\mu$) semble être une limite nette séparant les 2 entités spatiales. Cette dernière peut-être interprétée comme une différence entre les parties externes élevées pourvoyeuses de matériel arraché au socle et dominées par une sédimentation détritique et grossière mettant en œuvre des processus de transport plutôt courts et les parties internes subsidentes ne recevant que la fraction fine des matériaux érodés sur les marges du bassin. Au sein du groupe « faciès externe », on observe également une migration de la teneur en sable des échantillons prélevés dans la zone de transition avec les faciès internes (g18v1 et g16, moins de 50% de sables) et les échantillons situés très en périphérie (g17, plus de 60% de sables).

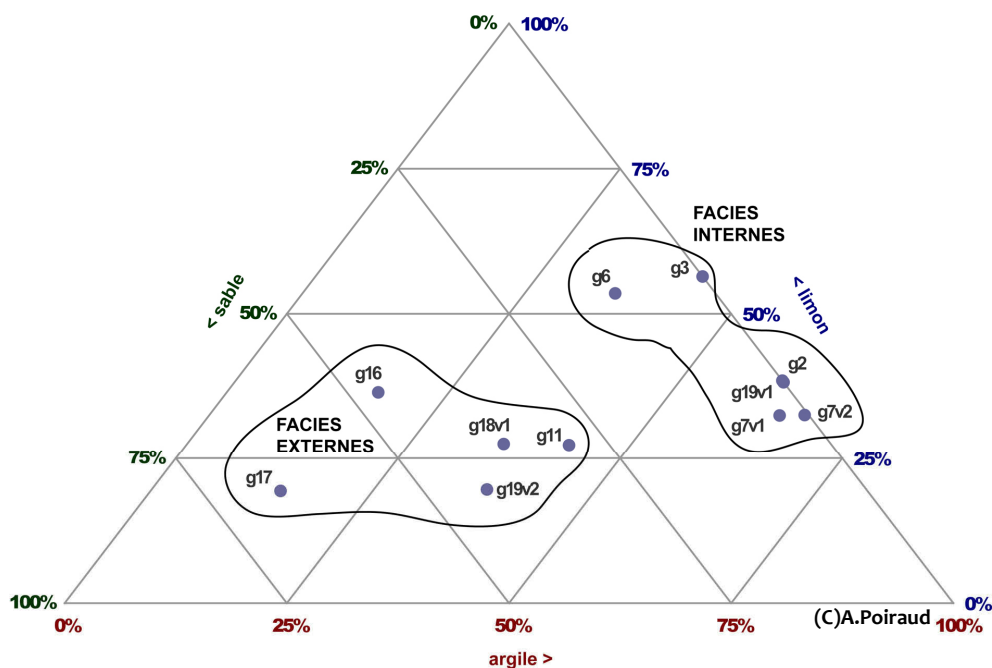


Figure 122 – Répartition granulométrique de quelques échantillons représentatifs des séries internes et externes du bassin du Puy. A noter que les échantillons g19v2 et g11 sont issus de matériel remanié.

L'importance des formations remaniées nappant les versants est fondamentale à prendre en compte, car leurs propriétés granulométriques et mécaniques diffèrent beaucoup du substrat sous-jacent.

L'ACP et la CHA réalisées sur les données granulométriques et le % de matériaux volcaniques dans la fraction $> 2\text{mm}$ permettent d'individualiser 4 groupes de matériaux (fig.123).

Le groupe « g1 » est caractérisé par une forte proportion de sables fins (SF) et très fins (STF) et d'éléments $> 2\text{mm}$ et composé de matériaux remaniés issus de mouvements de masse (Complexes de versant, A).

Il n'est pas aussi différencié du substrat sableux que le groupe « g2 » rassemblant les formations de surface de type « colluviale » (colluvions, SC ; formations gélifluées à blocs, SH ; remplissage colluvio-alluvial, CF), arène (Altérites, Ar) ou masse glissée (Complexes de versant, A), qui s'individualise nettement du substrat par l'importance des apports d'éléments volcaniques grossiers et l'augmentation de la part limoneuse issue de l'altération des matériaux basaltiques.

Ces 2 groupes rassemblent les formations dites « de surface », dominés par les matériaux glissés.

Le groupe « g3 » est très riche en sables (moyen, grossier et très grossier) et dépourvu de matériel volcanique et limoneux. Ce type rassemble essentiellement les faciès sablo-argileux de la série oligocène des Sables de la Laussonne (gS) en place, présente dans la partie périphérique du bassin.

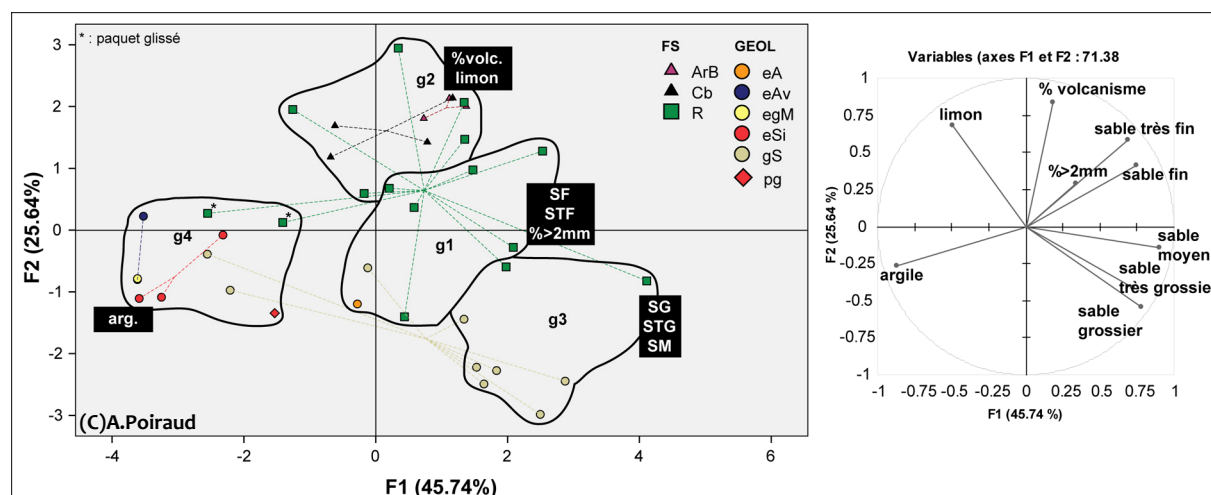


Figure 123 –ACP sur les critères granulométriques et pétrographiques de la fraction > 2mm. Les variables dans les carrés noirs sur le plan principal des individus reprennent les variables du plan principal des variables à droite.

Enfin, le groupe « g4 » est riche en argile et dépourvu d'éléments sableux et volcaniques. Nous retrouvons ici les faciès argilo-sableux de la série des Sables de la Laussonne (gS) proche de la zone de transition, la série des Marnes de Ronzon (egM), les illites (eAv) ainsi que les faciès argileux des Sables Inférieurs (eSi). Deux échantillons de matériaux remaniés sont également présents dans ce groupe mais sont des paquets de matériaux sédimentaires argileux (gS argileux) non déstructurés et glissés dans la masse. Nous retrouvons donc bien la distinction entre les séries géologiques interne argileuse et externe sableuse.

Le diagramme de texture (**fig.124**) montre l'évolution des granulométries du substrat vers la formation remaniée dérivée :

- enrichissement en argile pour le couple g16 → g11,
- enrichissement en sable et appauvrissement en argile pour le couple g19v1 → g19v2,
- enrichissement en limon pour le couple M6_750-800 → M6_500-570 avec un passage très argileux pour l'échantillon M6_720-750 interprété comme le plan de glissement.

Globalement, ce diagramme montre que, partant de substrats granulométriquement différenciés, les formations remaniées tendent à s'homogénéiser granulométriquement vers des textures contenant 50-60% d'argile, 20-40% de limon et 30-40% de sable. Les apports exogènes d'éléments volcaniques contribuent certainement pour beaucoup à ce processus d'homogénéisation.

La proportion des types d'argile varie également postérieurement au remaniement (**fig.125**).

Pour les mêmes échantillons que précédemment :

- enrichissement en kaolinite et illite et appauvrissement en montmorillonite pour le couple g16 → g11,
- enrichissement en kaolinite et appauvrissement en montmorillonite et illite pour le couple g19v1 → g19v2,
- enrichissement en montmorillonite, appauvrissement en illite et stabilité de la kaolinite pour le triplet M6_750-800 → M6_720-750 → M6_500-570.

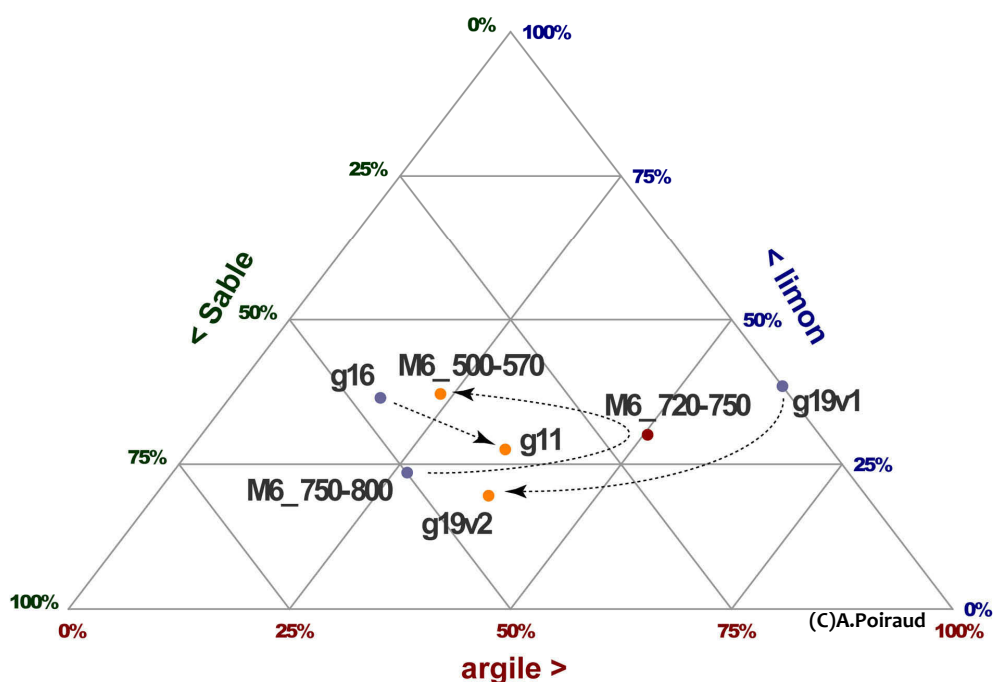


Figure 124 – Diagramme de texture et évolution des textures entre substrat géologique sous-jacent et formations remaniées. Les points bleus correspondent au substrat et les points orange aux formations remaniées dérivées

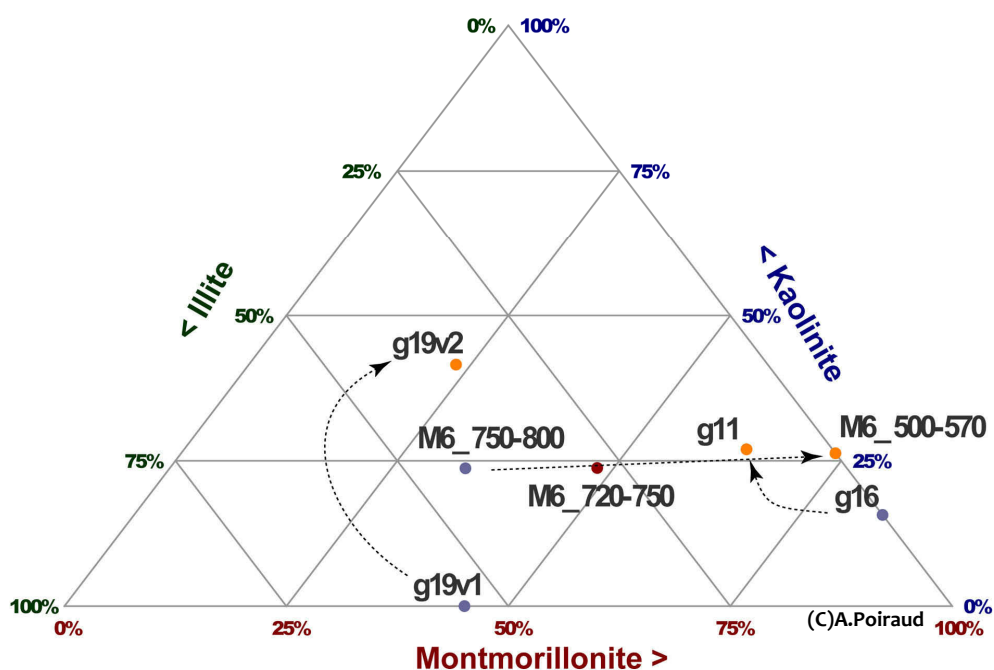


Figure 125 – Diagramme des types d'argile issu des DRX et évolution des argiles entre substrat géologique sous-jacent et formations remaniées. Les points bleus correspondent au substrat et les points orange aux formations remaniées dérivées

Finalement, à partir des résultats obtenus sur le glissement de Montchamp et en relation avec les résultats de l'ACP, il est possible de construire un indicateur simple déterminant le type de formation et de terrain. Cet indicateur est construit à partir du logarithme naturel du rapport entre le nombre

d'éléments volcaniques > 2mm sur le nombre d'éléments de quartz > 2mm. Les valeurs oscillent de $]-\infty ; +\infty [$ et se centrent sur 0. De manière experte, nous avons retenu les catégories suivantes :

- $]-\infty ; -2]$ → substrat en place (1),
- $]-2 ; 2[$ → matériaux glissés, remaniés (2),
- $[2 ; +\infty [$ → formations superficielles de type colluvial (3)

L'application de cet indicateur à 2 sondages géologiques réalisés sur le glissement de Montchamp permet de fixer les 2 principales limites que sont le plan de rupture et l'interface avec les formations superficielles postérieures au glissement (formations de type « colluvial ») (**fig.126**).

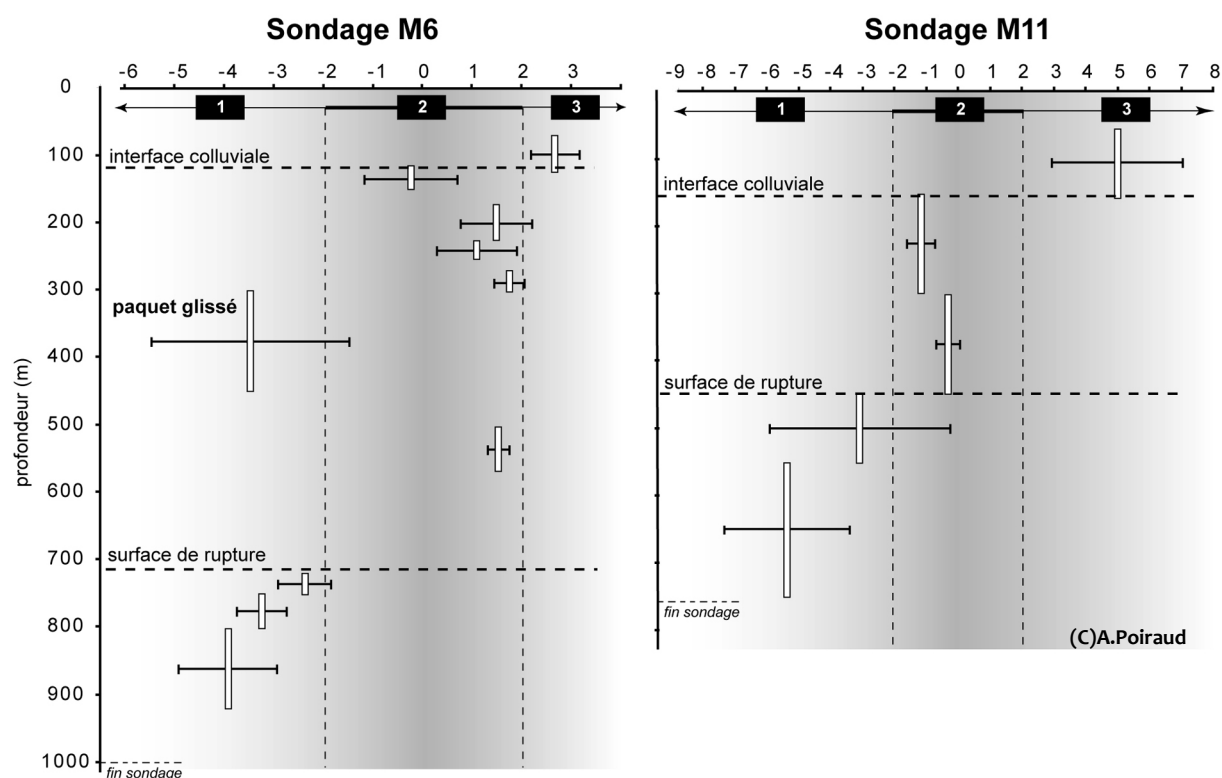


Figure 126 – Variation du rapport volcanisme/quartz le long des 2 profils M6 et M11 du glissement de Montchamp avec les intervalles de confiance à 95%. A noter la discrimination au sein de la masse glissée du sondage M6 d'un paquet de substrat embarqué et non détruit. Zone 1 : substrat sédimentaire ; zone 2 : masse glissée ; zone 3 : formation de versant « colluvial »

5.2.2.2. Propriétés mécaniques

L'analyse mécanique des échantillons le long de la rivière de la Laussonne (**fig.127**) montre une légère différence de φ' entre les échantillons à $\varphi' < 33^\circ$ en aval (proche des faciès internes) et un φ' proche de 40° aux confins du domaine sédimentaire. Cet état de fait s'explique en grande partie par l'augmentation de la proportion de sable dans les matériaux. Les valeurs de cohésion sont plus variables et semblent liées plus directement à la nature de la fraction argileuse. La cohésion est importante (proche de 40KPa) pour l'échantillon pris dans les marnes de Ronzon (egM) tandis qu'elle est plus basse, proche, voire inférieure à 20KPa, pour les matériaux à faciès plus sablo-argileux et dominés par la montmorillonite (ou smectite selon les regroupements). Nous remarquons également sur ce schéma les faibles valeurs de φ'_r des matériaux remaniés ($< 18^\circ$) et, à contrario, leur forte cohésion résiduelle ($> 35\text{KPa}$).

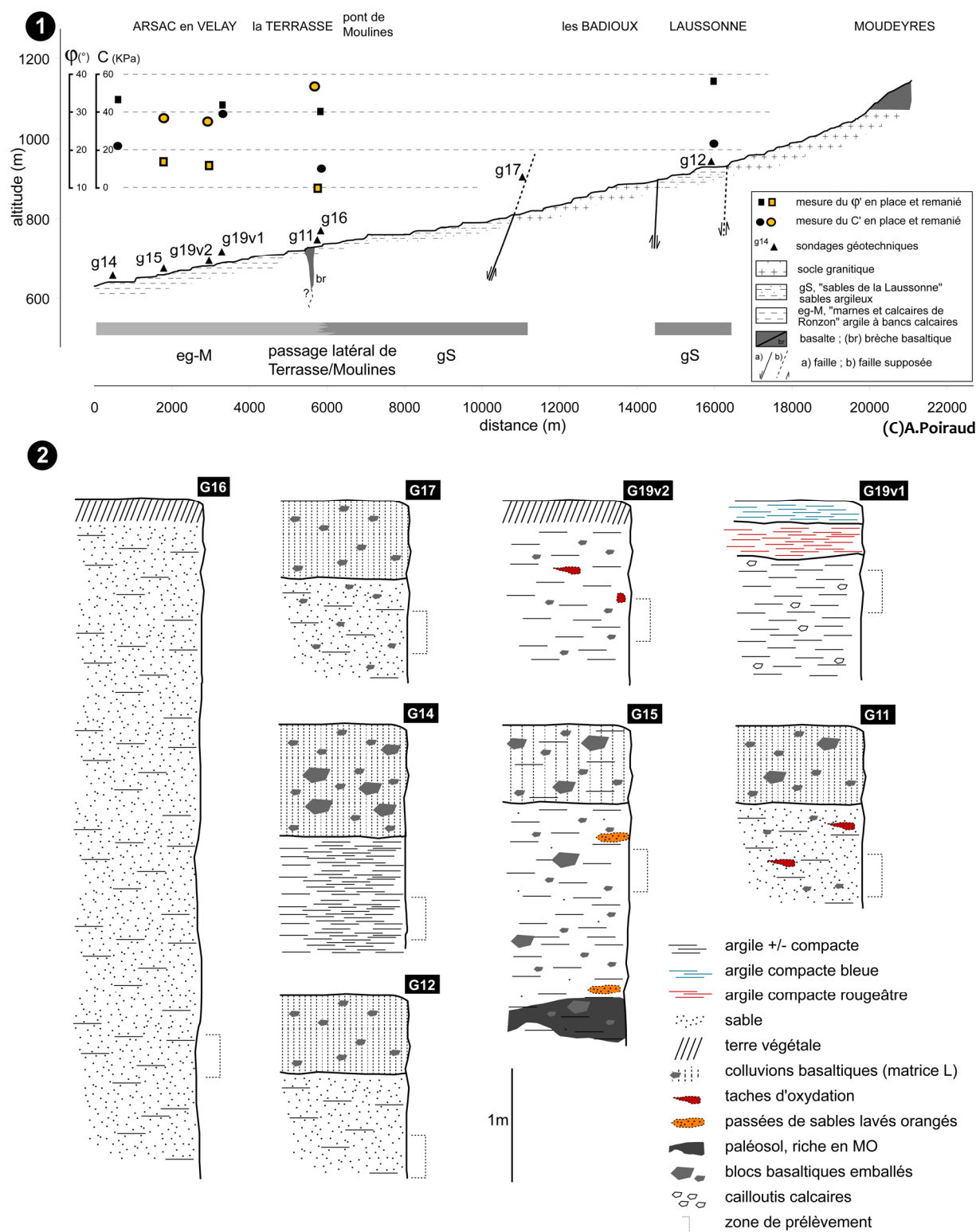


Figure 127 – Continuum géologique et transition des faciès internes vers les faciès externes le long de la vallée de la Laussonne. 1) profil en long de la Laussonne avec les échantillons et leurs caractéristiques mécaniques. 2) logs stratigraphiques des coupes échantillonnées

Mécaniquement, les illites tertiaires (eAv) sont résistantes et peu sensibles aux phénomènes de rupture. Par contre, les séries supérieures oligocènes (faciès interne et externe) sont moins résistantes et, notamment pour les Sables de la Laussonne (gS), sont très variables selon les faciès (argile dominante, sable dominant).

L'analyse bibliographique et la comparaison des données mécaniques entre elles sur l'ensemble du bassin permettent de proposer des gammes de valeurs de C' et ϕ' pour les différents types de série géologique et les formations superficielles (**tab.13** et **fig.128**).

Enfin, l'analyse des propriétés mécaniques de 2 couples d'échantillons provenant du substrat en place et des formations glissées sus-jacentes permet de constater la différence entre les valeurs de cohésion et d'angle de frottement interne effectif (g16 et g19v1) et les valeurs résiduelles (g11 et g19v2) (**fig.129**). Le couple g16/g11 provient d'un affleurement de Sables de la Laussonne au niveau du passage latéral avec les marnes de Ronzon. Le couple g19v1/g19v2 provient d'une zone d'affleurement des marnes de Ronzon.

Tableau 13 – Synthèse des valeurs de cohésion et d'angle de frottement interne effectif pour diverses formations géologiques et superficielles du bassin du Puy

Série	N	C' (KPa)			ϕ' (°)		
		min	moy	max	min	moy	max
egM	6	14	23	41	30	31	33
gS	4	10	22	34	22	30	38
eAv	1	-	> 50	-	-	38	-
Formation superficielle							
Complexes de versants (A)	10	8	15	22	22	26	30
Arène granitique (Ar)	4	4	10	15	28	30	34
Matériau de glist issu de gS (gSr)	7	10	21	54	10	22	29
Matériau de glist issu de egM (egMr)	3	11.5	28	37	16	18.5	22.5
Colluvions (SC/SH)	3	10	13	15	16	22	26

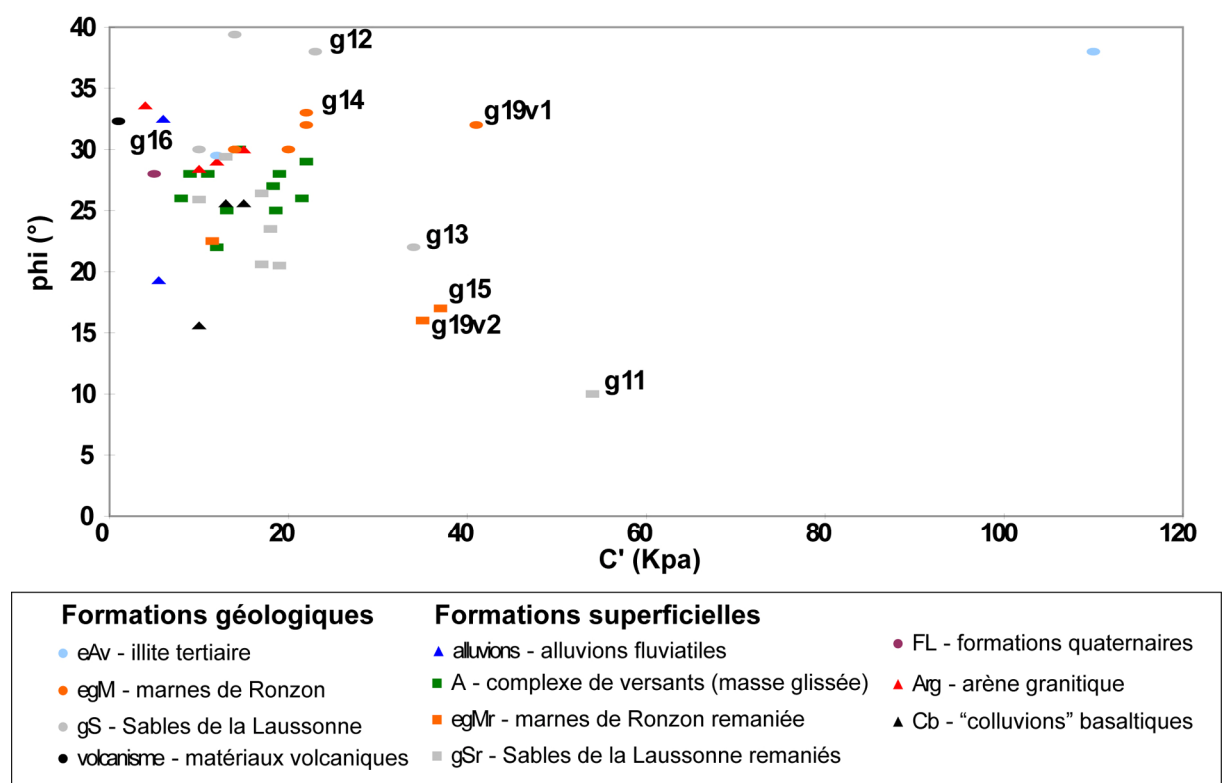


Figure 128 – Comparaison des valeurs de cohésion et d'angle de frottement interne des échantillons mesurés avec les valeurs trouvées dans la littérature technique locale

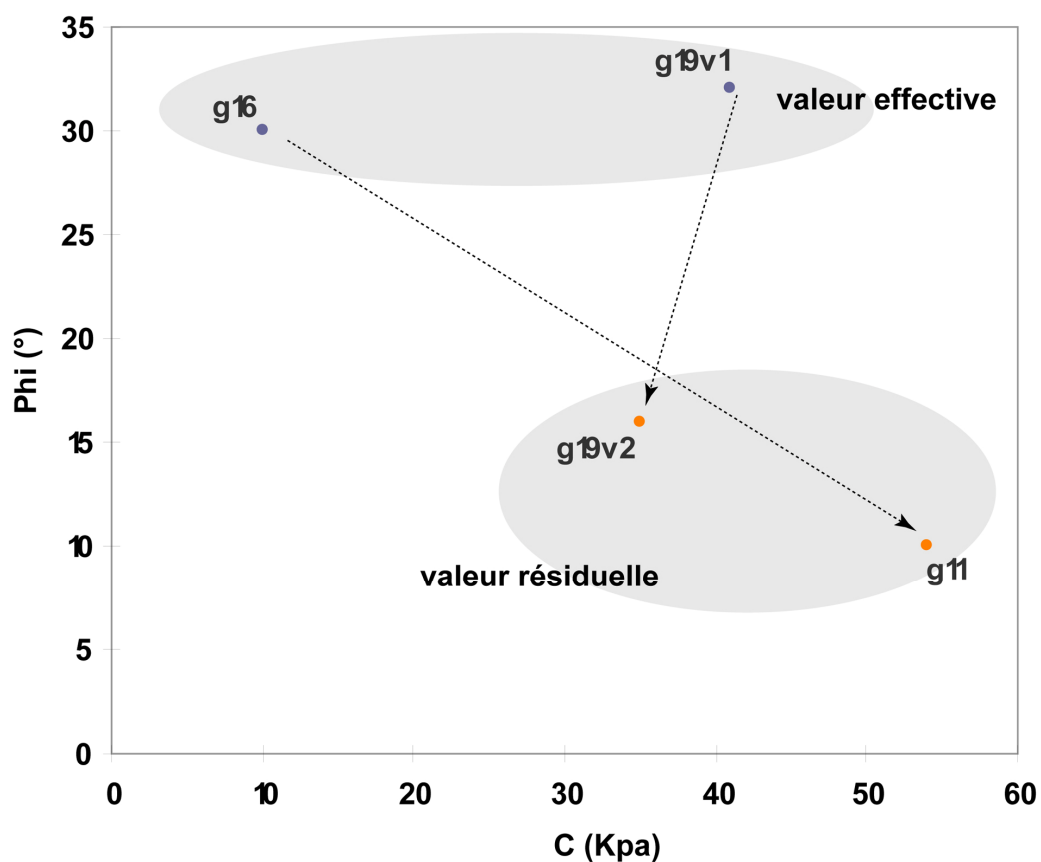


Figure 129 – Évolution des valeurs de cohésion et d'angle de frottement interne effectives et des valeurs résiduelles pour 2 sites

5.2.2.3. Conclusions partielles

Les séries géologiques sont bien discernables entre elles (groupe g3 et g4 de l'ACP). Premièrement, il existe une différence granulométrique marquée entre les séries internes très argileuses et les séries externes très sableuses (bimodalité des séries). La série illitique possède des valeurs de cohésion et d'angle de frottement interne supérieures aux séries des marnes de Ronzon et aux Sables de la Laussonne. Ces 2 séries sont par ailleurs très proches mécaniquement et particulièrement sensibles (faibles valeurs de c' et ϕ') ce qui les rend favorables aux phénomènes gravitaires. Le continuum géologique liant les faciès internes illitiques aux faciès externes très sableux existe bien le long de la vallée de la Laussonne et la transition y est progressive (long passage latéral entre les marnes de Ronzon et les Sables de la Laussonne).

Les formations superficielles montrent des caractéristiques nettement différentes du substrat. D'un point de vue pétrographique et granulométrique, ces formations sont enrichies en limon et matériel volcanique remanié provenant du démantèlement des structures volcaniques sommitales (neck, corniche basaltique). Le rapport volcanisme/quartz montre très nettement la rupture pétrographique existante avec le substrat en place (ceci est surtout vrai pour la partie externe du bassin). Une différenciation granulométrique existe au sein de ces formations superficielles avec un groupe très riche en limon et éléments volcaniques fins (g2) représentant des formations de versant mises en place par des processus de colluvionnement ou solifluxion superficielle et un groupe riche en sables fins et très fins et en blocaille basaltique emballée (formation glissée, groupe g1). Mécaniquement, ces formations superficielles montrent des valeurs d'angle de frottement résiduel nettement plus basses que le substrat et des valeurs de cohésion résiduelle variables. On constate une différenciation entre les formations superficielles « anciennes » (« colluvions et complexes de versant ») à la cohésion plus faible et aux angles de frottement interne plus élevés que les formations remaniées plus récentes (gSr et egMr).

5.2.3. Association entre type de matériaux et présence de glissements

L'association générale entre lithologies, formations superficielles et glissements permet de consolider les éléments issus des analyses mécaniques.

5.2.3.1. Association avec les lithologies

L'analyse des associations avec la lithologie révèle que les formations quaternaires (FL) et les faciès argileux des Sables de la Laussonne (gSa) sont particulièrement favorables aux glissements tandis que les lithologies cristallines (granite, basalte et dérivés volcaniques) et les faciès gréseux sont plutôt défavorables à la présence de glissements (**fig.130**).

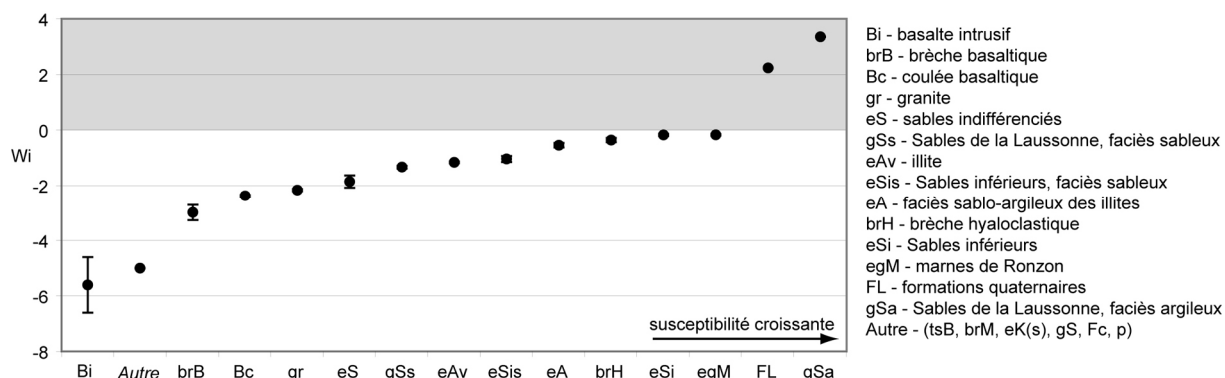


Figure 130 – W_i général par lithologie. La zone grisée correspond au domaine d'association favorable aux glissements de terrain

Cependant, ce schéma très général cache une diversité de comportement et il est nécessaire d'étudier l'association entre chaque lithologie et chaque type de glissement de terrain afin de ne pas biaiser la réalité en s'arrêtant au canevas général.

Le W_i a donc été calculé pour chaque lithologie et chaque type de glissements afin de voir s'il existait des associations particulières (**tab.14**).

Les complexes de corniche se sont développés essentiellement au sein de lithologies sensibles à la liquéfaction et au fluage, à savoir, les formations quaternaires (FL) et les faciès argileux des Sables de la Laussonne (gSa). Il faut cependant tenir compte du fait que ces glissements ne sont possibles que sous certaines conditions morphostructurales propices (rebord de plateau basaltique) et nécessitent un certain développement des versants (§6.2).

Les complexes de neck se développent également sous lithologies favorables au fluage (Sables de la Laussonne, faciès argileux, gSa) mais sont également contraints par des considérations morphostructurales (intrusion basaltique) qui n'existent pas sous cette forme dans la partie interne du bassin. De plus, le faible nombre de phénomènes de ce type empêche toute généralisation sérieuse.

Tableau 14 – W_i entre lithologie (ligne) et type de glissements de terrain (colonne). En bleu, les associations défavorables, en blanc, les associations neutres et en orange, les associations favorables. Pour les associations favorables, les valeurs en gras sont significatives ($\sigma_{W_i} < \text{à l'écart nécessaire pour faire passer la valeur de } W_i \text{ en dessous de } 0.5$)

W_i	complexe de corniche	complexe de neck	fluage	solifluxion	translationnel de surface	rotationnel de surface	rotationnel rétrogressif de surface	rotationnel profond	effectif (pixels)
FL	2.23	-5.00	2.40	-0.23	2.89	0.89	-5.00	0.72	43 497
p	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	293
egM	-5.00	-5.00	1.99	0.03	0.15	2.37	2.83	2.13	105 929
Fc	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	29
gSa	3.14	3.46	1.59	1.71	-0.53	0.77	1.13	-5.00	64 314
gSs	-1.86	-5.00	-5.00	1.12	-0.79	-5.00	-5.00	-3.36	104 897
gS	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	29
eS	-5.00	-5.00	-5.00	1.26	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	8192
Grès	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	600
eA	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	1.21	3.00	-5.00	-5.00	16 963
eAv	-2.59	-5.00	0.35	0.01	0.68	-0.15	-5.00	0.72	245 998
eSis	-5.00	-5.00	-5.00	2.05	-5.00	0.32	-5.00	-5.00	15 436
eSi	-0.88	-5.00	-5.00	1.15	1.86	-5.00	-5.00	2.21	59 032
eK	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	957
eKs	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	4834
Bi	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-2.25	17 336
Bc	-2.32	-5.00	-1.85	-1.97	-2.87	-2.57	-5.00	-5.00	837 309
tsB	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	78 749
brB	-4.62	-5.00	-5.00	-0.49	-5.00	0.95	-5.00	-5.00	16 427
brM	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	9161
brH	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	15 529
gr	-2.70	-5.00	-5.00	0.26	-1.45	-5.00	-1.81	-2.70	404 917
?	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	2993
effectif (pixels)	25 397	1067	1717	1426	216	193	62	1127	

Les phénomènes de fluage sont plus ubiquistes spatialement ce qui les rend plus significatifs. Ils se développent préférentiellement sur les lithologies riches en argiles et à faibles propriétés mécaniques comme les faciès argileux des Sables de la Laussonne (gSa), les séries quaternaires (FL) ainsi que les Marnes de Ronzon (egM). A noter que les illites (eAv) sont neutres alors qu'on s'attendrait à ce qu'elles soient défavorables. Il s'agit d'un biais lié à la présence de formations superficielles favorables aux glissements sur cette lithologie.

Les phénomènes de solifluxion, plus superficiels, sont favorisés sur les Sables de la Laussonne (faciès argileux, gSa, ou sableux, gSs et leur équivalent indifférencié, eS) ainsi que sur les Sables Rouges Inférieurs (eSi et leur faciès sableux, eSis). A noter l'association neutre avec les terrains quaternaires (FL), les Marnes de Ronzon (egM) et les illites (eAv) ce qui signifie que la présence de tels phénomènes sur ces lithologies est possible mais pas supérieure à la probabilité globale d'occurrence sur l'ensemble du bassin du Puy. Signalons que ces phénomènes affectent surtout les formations superficielles dérivées des lithologies favorables qui, pour le cas des Sables de la Laussonne, peuvent s'enrichir en limon et en montmorillonite, argile minéralogique sensible au gonflement.

Les glissements translationnels de surface impliquent une surface de rupture, souvent présente au contact entre les formations superficielles et le régolithe. Les illites (eAv) et leur variation sablo-argileuse (eA) sont favorables à ce type de glissement. Dans le cas des illites pures (eAv), ce n'est pas le substrat qui est mobilisé, mais les formations superficielles qui sont très vite saturées d'eau à cause de l'imperméabilité de ce substrat. Les formations quaternaires (FL) ainsi que les Sables Rouges Inférieurs (eSi) sont également favorables à ce type de glissement. Dans le cas des Sables Inférieurs (eSi), la mobilisation touche essentiellement le régolithe, partie supérieure météorisée du substrat.

Les glissements rotationnels de surface sont favorisés par des matériaux argileux. Les formations quaternaires (FL) sont faiblement significatives (0.89 ± 0.32) ainsi que les Sables de la Laussonne (gSa) et les brèches basaltiques (brB) qui sont en dessous du seuil de significativité. Nous retiendrons donc essentiellement les faciès sableux illitiques (eA) et les Marnes de Ronzon (egM) caractérisant la transition entre les faciès internes et externes des formations sédimentaires.

Les glissements rotationnels rétrogressifs de surface sont concentrés dans la partie aval de la vallée de la Laussonne, à la transition entre les Marnes de Ronzon (egM) et les Sables de la Laussonne (faciès argileux, gSa) qui sont les lithologies favorables. Au-delà de la lithologie, ce type de glissement est également favorisé par la dynamique fluviale locale qui tend à saper continuellement les berges et à inciser, supprimant la butée de pied et favorisant le maintien d'un appel au vide favorable au développement de ce type de glissement.

Enfin, les glissements rotationnels profonds sont significativement plus fréquents sur les Marnes de Ronzon (egM) et les Sables Inférieurs (eSi) et secondairement sur les formations quaternaires (FL) et les illites (eAv). Dans ces 2 derniers cas, ils affectent les formations superficielles plus que le substrat en place.

5.2.3.2. Association avec les formations superficielles

Le même travail a été effectué pour les formations superficielles et permet de nuancer les résultats précédents. Le *Wi* calculé globalement permet de faire ressortir 3 types de formations superficielles favorables aux glissements, à savoir les éboulis (E), les éboulis flués (Ef) et les complexes de versants (A) (fig.131).

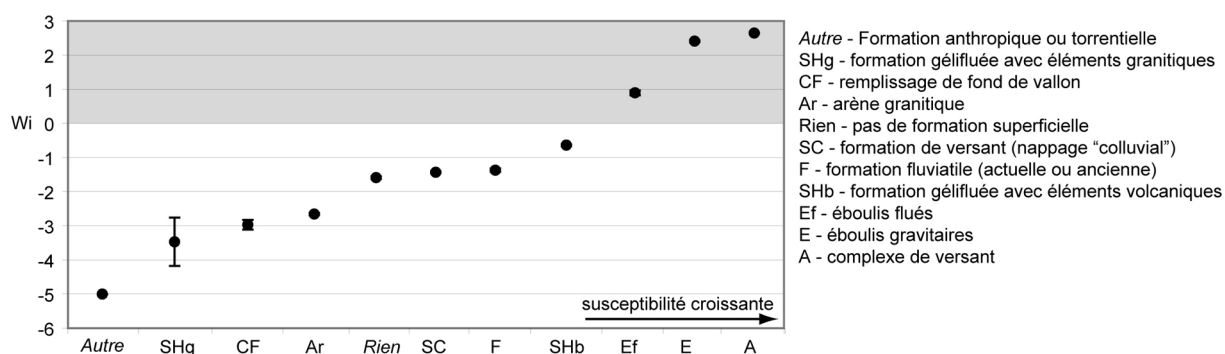


Figure 131 – Valeur de W_i global pour les différents types de formation superficielle. La zone grisée correspond au domaine d'association favorable aux glissements de terrain

L'importance des glissements anciens, notamment des complexes de corniche, semble prédominante dans ce type de résultat, car les formations superficielles susvisées correspondent aux différentes unités observées sur ces complexes. Là encore, ce type de schéma général ne permet pas de scruter le détail des associations et, dans ce cas, amène à une mésinterprétation.

Sur le **tableau 15**, on remarque la prédominance de la formation de type complexe de versant (A) sur l'occurrence de glissements.

Tableau 15 - W_i entre formations superficielles (ligne) et type de glissements de terrain (colonne). En bleu, les associations défavorables, en blanc, les associations neutres et en orange, les associations favorables. Pour les associations favorables, les valeurs en gras sont significatives ($\sigma_{W_i} < \alpha$ à l'écart nécessaire pour faire passer la valeur de W_i en dessous de 0.5). L'astérisque signifie que les associations sont artificielles (voir commentaire dans le texte)

W_i	complexe de corniche	complexe de neck	fluage	solifluxion	translationnel de surface	rotationnel de surface	rotationnel rétrogressif de surface	rotationnel profond	effectif (pixels)
rien	-2.81	-5.00	-1.65	-0.69	-1.64	0.20	-5.00	0.69	243 839
Ar	-2.63	-5.00	-1.88	-2.24	-5.00	-4.39	-2.57	-5.00	862 052
SC	-2.29	-5.00	-1.27	0.58	0.88	-1.83	-5.00	0.27	398 769
SHg	-5.00	-5.00	-5.00	-0.36	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	4111
SHb	-2.21	-5.00	1.10	1.45	-0.47	-0.60	-5.00	0.81	212 745
CF	-5.00	-5.00	-5.00	-1.59	-5.00	1.65	0.96	-1.76	63 534
E	2.48*	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	12 468
Ef	1.09*	-5.00	-1.51	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	5439
A	2.55*	2.73*	2.13	0.31	1.90	2.16	2.52	1.34	133 476
FJ	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	4174
F	-1.26	-5.00	-5.00	-1.87	-1.78	-0.41	0.39	-0.90	112 399
X	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	53
effectif (pixels)	25 397	1067	1717	1426	216	193	62	1127	

L'absence de formation superficielle est plutôt un facteur défavorable pour l'occurrence de glissements sauf dans le cas où la lithologie est très favorable favorisant ainsi les glissements profonds. Les arènes (Ar, granitiques ou basaltiques) ainsi que les dépôts torrentiels (FJ) et fluviatiles (F) et les remblais anthropiques (X) sont défavorables à l'occurrence de glissement. Pour les arènes (Ar), cela rejoint les observations géotechniques réalisées avec des valeurs de ϕ' élevées ($>30^\circ$) plutôt favorables à la stabilité des matériaux. Les dépôts fluviatiles (F) et torrentiels (FJ) sont également par nature plutôt sableux ou grossiers (ϕ' élevé en théorie) et dans des contextes topographiques de faible pente favorisant également la stabilité des terrains. Les dépôts anthropiques (X) étant remaniés constamment, les formes de glissement, si elles existent, sont très vite effacées.

Les formations périglaciaires ou dérivées (SH et SC) sont favorables aux processus de surface. Les dépôts de versant (SC), souvent moins épais que les formations gélifluées à blocs (SH), sont plus favorables aux formes de glissements superficiels (solifluxion et glissement translationnel de surface). A l'inverse, les formations gélifluées à blocs, plus épaisses, sont favorables à la solifluxion et aux processus plus profonds (fluage et glissement rotationnel profond). A noter que le faciès de formation gélifluée à blocs développé à partir d'arène de socle (SHg) est défavorable aux instabilités eu égard à sa plus grande proportion de sable augmentant de fait son ϕ' .

Les formations colluvionnées de bas de versant (CF), généralement épaisses et situées dans des topographies concaves, sont favorables aux glissements rotationnels de surface et rétrogressifs de surface. On peut y voir la conjonction de matériaux un peu épais et d'une concentration potentielle de l'eau favorisant ce type de rupture. Cependant, très peu de glissements affectent cette formation et nous considérons que ces résultats ne peuvent pas se prêter à interprétation.

Les éboulis (E) et éboulis flués (Ef) sont inféodés aux complexes de corniche. Il s'agit là clairement d'un artefact méthodologique, ces formations étant bien souvent antérieures aux mouvements ou liées à l'évolution gravitaire normale de l'escarpement sommital créé par les glissements d'ampleur. La stabilité de ces formations grossières dépend du comportement granulaire de ces éléments et l'angle d'équilibre de ces formations se situe aux alentours de 30/35°. Ces éboulis ne sont pas soumis actuellement à réactivation ou remaniement.

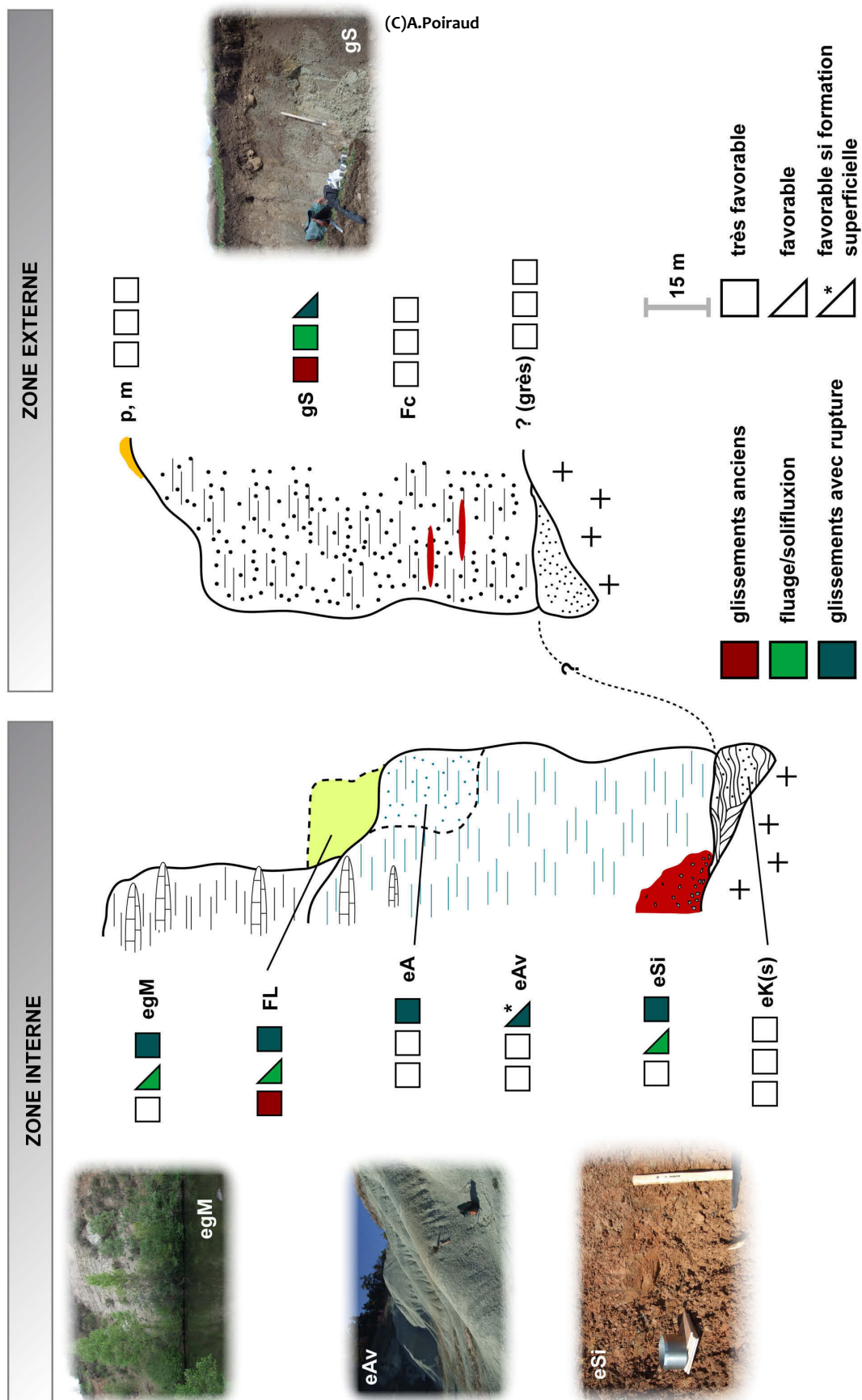
Enfin, les complexes de versant (A) apparaissent comme LA formation superficielle sensible par excellence. Hormis pour la solifluxion (processus surfacique), cette formation est favorable pour tous types de glissements. Cependant, comme pour le cas des éboulis, l'association avec les glissements anciens (complexe de corniche, de neck et avalanche de débris) est purement artificielle car cette formation est la résultante de ces processus. De fait, elle est associée à ces glissements mais n'en est pas le support. Nous ne tiendrons pas compte de ces résultats. Par contre, elle est le support privilégié des processus actuels de fluage et de glissements avec rupture. La forte hétérogénéité de ses textures et de ses composantes ainsi que sa forte porosité en font un matériau polymorphe avec une grande variété de comportements possibles. Ses caractéristiques mécaniques sont résiduelles, mais elles ont pu évoluer avec le temps postérieurement à l'événement d'origine (Maquaire *et al.*, 2003). Cette formation est également traversée de nombreuses lignes d'eau (voir les sondages des glissements du Monastier et de Montchamp) susceptibles de saturer la formation en période humide.

De manière synthétique, nous proposons pour le bassin du Puy le schéma général suivant :

- une zone interne constituée de matériaux à dominante argileuse (illite et kaolinite) avec des enrichissements locaux en sables ou calcaires. Les formations superficielles y sont variées (SC, CF, A) mais avec une plus faible représentation des formations gélifluées à blocs (SH) et des arènes (Ar). Les glissements anciens sont développés au sein des formations quaternaires emboîtées (FL) et dans des contextes morphologiques à forte énergie de relief (ravins, vallée de la Borne). Les phénomènes de déformation lente (solifluxion et fluage) sont favorisés sur les Marnes de Ronzon (egM), les formations quaternaires (FL) et les Sables Inférieurs (eSi). Cette zone interne est dominée par les glissements « plastiques » avec rupture (glissements translationnels et rotationnels), développés dans toutes les formations, souvent dans les formations superficielles.
- une zone externe au sud-est, dominée par les Sables de la Laussonne (gS) et toute leur gamme de variations texturales avec un enrichissement en sables de plus en plus important vers les confins du bassin. Ce matériau est très sensible, favorable à tous types de

glissements de terrain. Les versants y sont nappés d'épais complexes de versant (A), matériaux très hétérogènes mélangeant à la fois du substrat argilo-sableux et du matériel volcanique. Le comportement mécanique de ces formations est variable, mais elles restent sensibles à la liquéfaction et aux déformations lentes. Les glissements « plastiques » avec rupture touchent essentiellement les formations superficielles, notamment les formations gélifluées à blocs plus abondantes dans cette partie élevée du bassin.

La **figure 132** propose 2 logs géologiques de synthèse mettant en relation la position stratigraphique des séries et leur susceptibilité aux types de glissements.



5.3. Associations des glissements avec les variables topographiques et l'occupation du sol

5.3.1. Choix des variables pertinentes

La création d'une grille de points calquée sur les images générées à partir du MNT ou de la *rastérisation* des données vectorielles a permis, par extraction, de créer un tableau comprenant 2 053 455 individus (tous les pixels de la zone d'étude) et les 21 variables topographiques, soit 43 122 555 données.

L'analyse des corrélations entre variables est la première étape effectuée afin de limiter les redondances d'information (**tab.16**). Le calcul de la matrice des corrélations a donc été réalisé afin de comparer chaque variable par paire (l'ensemble des analyses s'est fait avec STATISTICA©7.1 et SPSS©16).

Tableau 16 – Matrice des corrélations linéaires (facteur de détermination) des variables topographiques. En gras et orange, apparaissent les croisements significatifs et en orange italique, la tendance à la corrélation

	ALT	ORIENT	CONV	COURB	COURB_LONG	COURB_TRANS	DIST_EXU	ALTI_NORM	IDPR	TWI	DIST_THAL	DIST_PER	PENTE	ALTI_STD	TPI90	TPI150	TPI300	TPI450	TPI900	ALTI_THAL	ALTI_PER
ALT	1.00																				
ORIENT	0.01	1.00																			
CONV	0.08	0.01	1.00																		
COURB	0.06	0.00	0.50	1.00																	
COURB_LONG	0.02	0.00	0.51	0.77	1.00																
COURB_TRANS	-0.08	0.00	-0.34	-0.88	-0.38	1.00															
DIST_EXU	0.71	-0.01	0.01	0.00	-0.01	-0.01	1.00														
ALTI_NORM	0.34	0.00	0.38	0.29	0.22	-0.26	0.08	1.00													
IDPR	-0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	-0.01	0.02	0.00	1.00												
TWI	-0.13	-0.11	-0.50	-0.25	-0.26	0.18	0.00	-0.41	-0.12	1.00											
DIST_THAL	0.24	0.00	0.38	0.18	0.18	-0.14	0.07	0.63	-0.06	-0.38	1.00										
DIST_PER	0.29	-0.06	0.09	0.04	0.02	-0.04	0.08	0.30	-0.40	0.01	0.28	1.00									
PENTE	-0.05	0.07	0.01	0.02	0.04	0.00	-0.06	0.06	0.18	-0.58	0.04	-0.22	1.00								
ALTI_STD	0.70	0.00	0.30	0.23	0.16	-0.21	0.39	0.84	0.00	-0.30	0.58	0.33	-0.02	1.00							
TPI90	0.07	0.00	0.52	0.99	0.75	-0.88	0.00	0.32	0.01	-0.26	0.20	0.04	0.02	0.24	1.00						
TPI150	0.09	-0.15	0.52	0.69	0.48	-0.64	-0.01	0.49	0.01	-0.31	0.32	0.07	0.01	0.37	0.72	1.00					
TPI300	0.00	0.01	0.02	0.03	0.03	-0.03	0.00	0.02	0.00	-0.42	0.01	-0.03	0.68	-0.02	0.03	0.03	1.00				
TPI450	0.21	-0.02	0.42	0.44	0.27	-0.44	0.01	0.72	-0.01	-0.34	0.52	0.19	-0.01	0.59	0.47	0.74	0.01	1.00			
TPI900	0.31	0.00	0.32	0.30	0.16	-0.31	0.02	0.76	-0.04	-0.30	0.56	0.32	-0.04	0.66	0.32	0.52	0.00	0.89	1.00		
ALTI_THAL	0.19	0.04	0.30	0.26	0.20	-0.22	0.01	0.60	0.09	-0.49	0.71	0.02	0.43	0.51	0.27	0.42	0.08	0.61	0.60	1.00	
ALTI_PER	0.42	0.00	0.16	0.12	0.06	-0.14	0.12	0.56	-0.26	-0.22	0.42	0.63	0.09	0.59	0.13	0.21	0.00	0.43	0.59	0.48	1.00

ALT	altitude	COURB_LONG	courbure long.	IDPR	IDPR	PENTE	pente	TPI300	TPI300
ORIENT	orientation	COURB_TRANS	courbure trans.	TWI	TWI	ALTI_STD	altitude standard	TPI450	TPI450
CONV	convergence	DIST_EXU	distance à l'exutoire	DIST_THAL	distance aux thalwegs	TPI90	TPI90	TPI900	TPI900
COURB	courbure	ALTI_NORM	altitude normalisée	DIST_PER	distance aux cours d'eau	TPI150	TPI150	ALTI_THAL	altitude aux thalwegs
								ALTI_PER	altitude aux cours d'eau

La variable TPI90 est très fortement corrélée avec la variable COURB (courbure du terrain, $r = 0.99$) et COURB_TRANS (courbure parallèle à la pente, $r = -0.88$). Étant construit sur les mêmes bases, il est logique que ces variables soient corrélées. Nous supprimons la variable TPI90.

Les 3 variables de courbure sont fortement corrélées entre elles ($r = -0.88$ pour COURB/COURB_TRANS et $r = 0.77$ pour COURB/COURB_LONG). La courbure générale (COURB) intégrant les 2 autres courbures, il est logique que celle-ci contienne l'information des 2 autres. Nous ne retiendrons que la variable intégratrice COURB (courbure dans les 2 axes).

La corrélation entre l'altitude locale normalisée (ALTI_NORM) et standardisée (ALTI_STD) atteint $r = 0.84$. Cependant, si la densité de points est importante pour les basses valeurs d'altitude normalisée et standardisée (ce qui pèse dans la corrélation), la dispersion devient très importante pour les hautes valeurs d'altitude normalisée. Ceci revient à dire que la corrélation entre les 2 variables est très bonne dans les parties basses du relief (fond de vallée, bas de versant) mais se dégrade au fur et à mesure que l'on va sur les parties hautes de celui-ci (haut de versant, sommet, mesa). La suppression d'une des 2 variables conduit à perdre une information sur ces parties élevées du relief.

Nous choisissons donc d'assumer une redondance d'information sur les parties basses du relief (a priori moins pertinentes pour la problématique des glissements de terrain) afin de conserver une information sur les parties hautes (zones de départ potentielles).

Les variables TPI450 et TPI900 sont corrélées avec un $r = 0.89$. La variable TPI450 étant également, dans une moindre mesure, corrélée avec TPI150 ($r = 0.74$ contre $r = 0.52$ entre TPI150 et TPI900), il nous a semblé plus judicieux d'éliminer la variable TPI450.

Nous retenons donc finalement 17 variables sur les 21 initiales en ayant supprimé les variables de courbure longitudinale et transversale (COURB_LONG et COURB_TRANS) et les variables d'indice de position topographique à 90 et 450m (TPI90 et TPI450).

Tous les types d'occupation du sol ont été conservés.

5.3.2. Analyse des associations variables/glissements

Chaque variable a été croisée avec l'inventaire. Nous n'allons pas décrire toutes les relations, mais juste retenir quelques variables clés, les relations non traitées ici apparaissant en **annexe 10**.

5.3.2.1. Le cas de l'altitude

L'altitude discrimine nettement les types de glissement entre eux d'une part et il est possible de fixer des seuils par type d'autre part (**fig.133**).

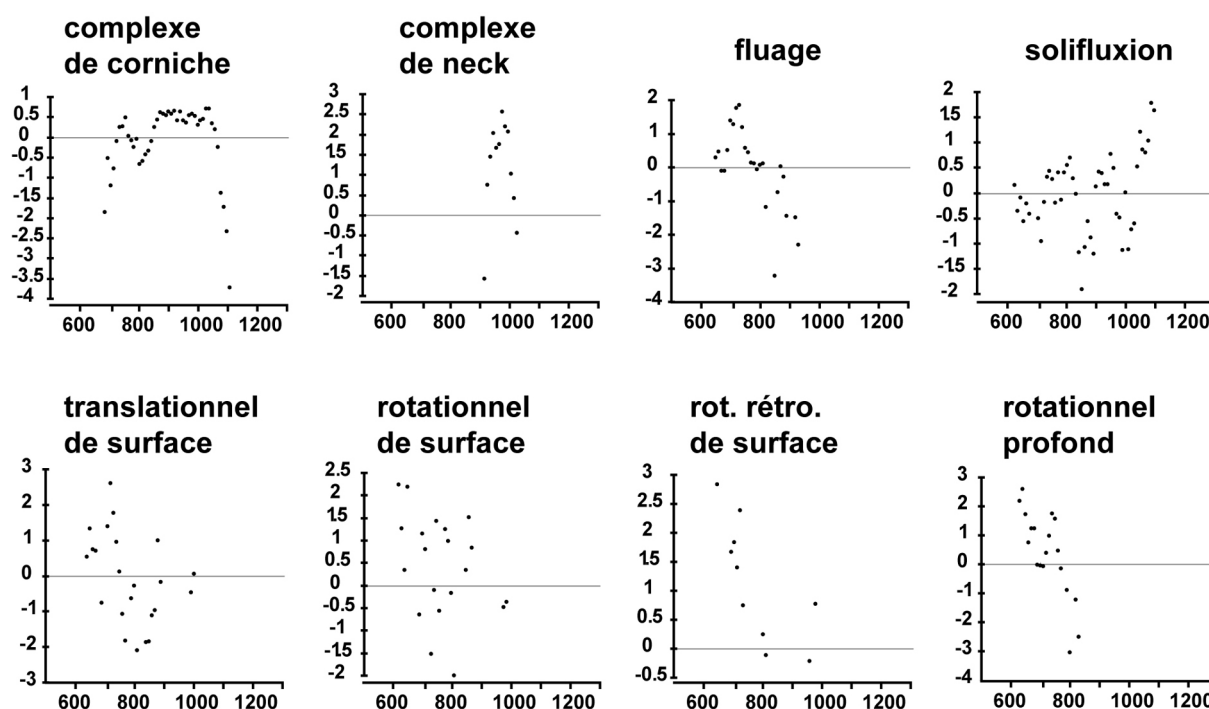


Figure 133 – Distribution des valeurs de W_i en fonction de l'altitude (m) et par type de glissements

Les glissements avec rupture sont concentrés dans les parties basses du bassin (altitude ≤ 850 m) ce qui rejoint les conclusions issues de la synthèse géologique, c'est-à-dire que ce type de glissement affecte essentiellement les faciès internes. Ces résultats sont également confirmés par la distribution des W_i avec le cas des glissements rotationnels profonds avec 2 pics d'altitude favorable à 640m et 750m.

Les phénomènes de fluage montrent le même comportement (présence sous l'altitude de 800/850m) mais la distribution des Wi présente un pic aux alentours de 720/730m.

Les phénomènes de solifluxion paraissent ubiquistes, affectant l'ensemble du bassin. Liés aux formations superficielles présentes partout dans le bassin, ils dépendent moins de conditions de site et peuvent se généraliser plus facilement. On remarque cependant que la distribution des valeurs de Wi tend à augmenter fortement au-dessus de 1050m. À ces altitudes, on peut envisager la présence de processus périglaciaires actuels, d'une lame d'eau plus importante et de formations fines riches en limon provenant de l'altération des formations volcaniques.

Enfin, les complexes de corniche se développent plutôt dans les parties hautes du bassin (faciès externe), mais il existe une distribution bimodale avec 2 groupes d'altitudes favorables, l'un à 750/760m (complexes développés le long de la vallée de la Borne sur formations quaternaires) et l'autre entre 900 et 1100m (complexes des vallées de la Laussonne et de la Gazeille, affectant les formations géologiques externes).

5.3.2.2. La pente

La pente est un facteur très variable en fonction du type de glissement considéré. Les seuils minimum et maximum varient de manière importante (fig.134).

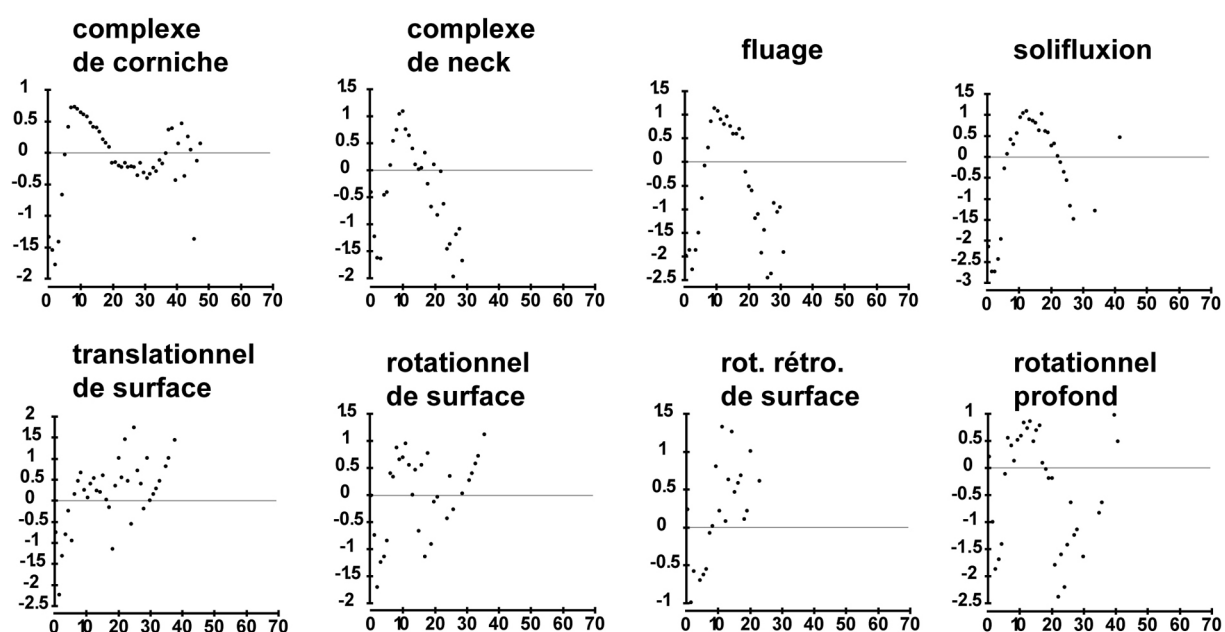


Figure 134 - Distribution des valeurs de Wi en fonction de la pente (°) et par type de glissements

Les phénomènes de fluage et de solifluxion ont des valeurs de Wi dessinant une courbe en cloche avec un maximum autour de 10° et 13° respectivement et des valeurs positives sur les plages de 8 à 19° pour le fluage et de 8 à 22° pour la solifluxion.

Les glissements avec rupture ont des valeurs maximales plus élevées avec 14° pour les rotationnels profonds (7 à 18°), 26° pour les translationnels (de 7 à 30° et une augmentation de 32 à 39° correspondant à la zone de départ), 12° pour les rotationnels de surface (de 7 à 26° et une augmentation de 32 à 37° correspondant à la zone de départ), et de 12° pour les rotationnels rétrogressifs (de 10 à 24°).

Les complexes de corniche voient 2 populations de pente préférentielle, de 7 à 17° avec un maximum à 11° correspondant à la zone de dépôt fluée (très proche des valeurs trouvées pour le fluage) et de 39 à 49° correspondant à la zone de départ amont et à l'escarpement résiduel.

Ces valeurs de pente sont à rapprocher des valeurs de ϕ_r trouvées pour les formations superficielles dérivées des matériaux géologiques (10 à 29° pour les formations issues des Sables de la Laussonne et 16 à 22.5° pour ceux issus des Marnes de Ronzon, voir **tab.12**).

5.3.2.3. L'exposition

L'exposition est également un critère très discriminant et les seuils sont très variables en fonction du type de glissement considéré (**fig.135**).

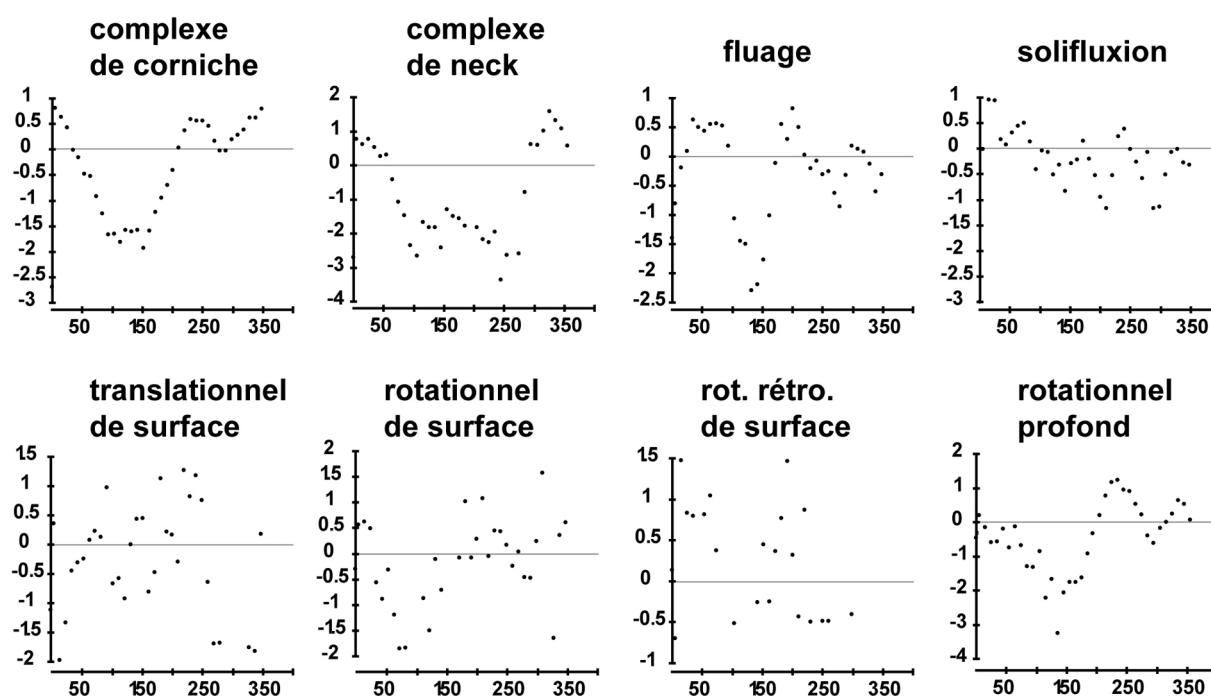


Figure 135 - Distribution des valeurs de Wi en fonction de l'orientation (°) et par type de glissements

Globalement, les orientations ESE à SE (100 à 150°) sont défavorables à l'occurrence de glissements sauf pour les glissements translationnels de surface (70 à 100°, 140 à 160°) qui y sont favorisés ainsi que sur les orientations SSO (185°) et SO (225 à 250°). Ces glissements étant sensibles à la pente, nous avons testé la relation entre l'orientation et la pente, mais il n'existe pas d'association (V de Cramer < 0.07). Par contre, l'AFC produite entre l'épaisseur des formations superficielles et l'orientation montre une tendance à l'amincissement des formations superficielles pour les orientations SSO et SE (< 1m), contexte plus favorable à ce type de glissement.

Les orientations NNE à E (10 à 85°) ainsi que les orientations SO (230 à 250°) sont plutôt favorables aux phénomènes de solifluxion, tout comme aux phénomènes de fluage (25 à 90° et 190 à 220°) à l'orientation méridionale un peu plus marquée. Le lien entre ces orientations et des valeurs de TWI plus élevées n'est pas avéré (accumulation d'eau en surface).

Les orientations SO à NNE (220 à 30°) sont propices aux complexes de versant.

Les glissements rotationnels profonds et de surface sont plus présents sur les versants orientés vers le NO (315 à 340°) et le NE (5 à 25°) ainsi que le large quart SO (190 à 270°). Ces orientations

correspondent à des épaisseurs plus importantes de formations superficielles (de 2 à 6m). Enfin, les glissements rétrogressifs étant cantonnés dans la basse vallée de la Laussonne orientée NO/SE, les glissements ont logiquement une orientation NNE (15 à 35°) et SSO (180 à 225°).

5.3.2.4. L'exemple de la variable TPI

Les valeurs de TPI (Topographic Position Index) négatives suggèrent une concavité selon l'échelle de la fenêtre glissante tandis qu'une valeur positive suggère une convexité. Les valeurs varient selon les types de glissement et la taille de la fenêtre glissante (**tab.17**).

Tableau 17 – Valeur des TPI favorables ($Wi > 0.5$) par type de glissement

	TPI150	TPI300	TPI900
Complexe de corniche	< 0	<-2 et >2	<6
Fluage	<-1	[-10 ; -2] et [2 ; 6]	<-7
Solifluxion	<-2	-10 et [1 ; 5]	<-9
Translationnel	[-9 ; -4] et [8 ; 9]	<-6 et >7	<-10
Rotationnel de surface	[-7 ; -3] et >8	<-6 et >5	<-9
Rotationnel rétrogressif	<-4	[-15 ; -7] et [5 ; 10]	<-15
Rotationnel profond	<-2	[-9 ; -5]	<-15

Les valeurs de TPI150 reflètent le relief local (talus, dépression, etc.). Les glissements surviennent essentiellement au sein de légères dépressions (fluage, solifluxion et rotationnel) sauf pour les translationnels et rotationnels de surface qui sont favorisés par des zones de départ situées sur des convexités marquées. Les complexes de corniche sont favorisés par des contextes généraux concaves.

La variable TPI300 exprime des formes d'échelle moyenne (corniche, escarpement, fond de vallée, etc.). Les glissements rotationnels profonds ont tendance à être privilégiés dans les petits thalwegs ou les zones de raccords entre le bas de versant et le système fluvial. Les phénomènes de solifluxion et fluage sont surtout favorisés par les zones de concavité (grand vallon) ou les ruptures de pente en bordure de ruisseau (convexité), tout comme les rotationnels rétrogressifs. Les glissements de surface, translationnels et rotationnels, sont favorisés par les reliefs saillants (petite crête, rupture de pente, escarpement) qui constituent des zones de départ idéales. Les complexes de corniche sont ici caractérisés par des zones concaves (dépôts flués) et des zones convexes (escarpement). Ces valeurs caractérisent surtout la topographie postérieure, non la topographie initiale favorable à ce type de glissement.

Enfin, la variable TPI900 exprime les formes d'échelle plus petite (crête, rebord de plateau, gorge, fond de vallée, sommet, etc.). Hormis pour les complexes de corniche (lié au rebord de plateau ce qui explique les valeurs > 5), l'ensemble des glissements est favorisé par les zones de raccord entre versant et fond de vallée ou les larges dépressions (TPI900 < -7). Ces situations favorisent d'une part le colluvionnement (épaisseur de formations superficielles) et d'autre part, lorsque le point bas est caractérisé par un cours d'eau, la connexion avec le système fluvial.

5.3.2.5. Glissements et occupation du sol

La relation entre glissements et occupation du sol a été analysée avec le Wi , comme pour la lithologie et les formations superficielles (**tab.18**).

Tableau 18 – W_i entre type de glissement et type d'occupation du sol. En bleu, les associations défavorables, en blanc, les associations neutres et en orange, les associations favorables. Pour les associations favorables, les valeurs en gras sont significatives ($\sigma_{W_i} < \text{à l'écart nécessaire pour faire passer la valeur de } W_i \text{ en dessous de } 0.5$)

	W_i	complexe de corniche	complexe de neck	fluage	solifluxion	translationnel de surface	rotationnel de surface	rotationnel rétrogressif de surface	rotationnel profond	effectif (pixels)
111- tissu urbain continu		-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	6548
112- tissu urbain discontinu		0.00	-5.00	-3.19	-1.54	-5.00	-2.11	-5.00	-5.00	87 236
121- zones industrielles et commerciales		-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	12 603
131- extraction de matériaux		-5.00	-5.00	-5.00	3.26	4.27	-5.00	-5.00	-5.00	1342
141- espaces verts urbains		-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	1723
142- équipements sportifs et de loisirs		-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	4313
211- terres arables hors périmètre d'irrigation		-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	53 492
231- prairies		0.24	-0.42	0.58	0.57	0.61	0.60	0.62	0.30	875 435
242- systèmes cultureux complexes		-1.45	-5.00	-2.20	-1.24	-5.00	-0.65	-5.00	0.01	481 237
243- mixte surfaces agricoles et naturelles		-0.80	-5.00	1.84	0.49	-1.25	0.47	-5.00	1.29	66 390
311- forêts de feuillus		1.06	-5.00	-5.00	0.81	-5.00	-5.00	-5.00	1.21	28 852
312- forêts de conifères		-0.58	0.77	-2.33	-1.06	-5.00	-0.65	-0.33	-3.92	182 364
313- forêts mélangées		0.83	1.66	-5.00	-1.18	0.01	-5.00	-0.22	-1.73	209 885
321- pelouses et pâturages naturels		-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	3031
322- landes et broussailles		-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	274
324- forêts et végétation arbustive en mutation		0.46	-5.00	-5.00	-1.09	1.24	-5.00	1.24	-1.44	38 696
	effectif (pixels)	25 397	1067	1717	1426	216	193	62	1127	

Les espaces urbains (111, 112, 121, 141 et 142) montrent une association inverse avec la présence de glissements. Il ne faut pas y voir un élément de contrôle, mais plutôt une possibilité d'effacement très rapide des formes. En effet, le risque étant majeur en contexte urbain et les désagréments plus importants, les travaux de restauration sont vite entrepris après un événement. De plus, les modifications importantes des géométries de versant, qui peuvent être parfois favorables à l'occurrence de glissements, peuvent aussi être défavorables, notamment par les drainages et terrassements visant à créer des replats et à « casser » la pente comme c'est le cas sur les versants de l'agglomération du Puy-en-Velay. Nous soupçonnons également un biais méthodologique, les espaces urbains étant beaucoup plus difficiles à prospecter (problème d'espace privatif, couverture goudronnée masquant les modelés, etc.).

Les 2 valeurs importantes de W_i pour les glissements translationnels et la solifluxion pour l'occupation 131 (excavation de matériaux) méritent quelques éclaircissements. En effet, la surface cartographiée est plus importante que celle réelle, les glissements se trouvant à la périphérie de l'espace réellement excavé. La forte densité de glissement dans cette zone (complexe de Malescot, §2.2.7.) gonfle artificiellement les W_i pour ce type d'occupation du sol. Nous sommes là sur une limite de l'utilisation de la base CORINE.

Le type 211 est inexistant au sein du bassin même, mais plus fréquent sur le plateau du Devès. Le type d'agriculture pratiqué se rapproche de l'*openfield* et se pratique surtout sur terrain plat. Ceci explique pourquoi ce type d'occupation est défavorable aux glissements.

Le type 231, prairies, est fortement associé aux glissements de surface ou de type viscoplastique. Ce type d'occupation du sol est majoritaire au sein du bassin du Puy. Cependant, la force de l'association n'est pas très importante (< 0.61 , valeurs significatives). Il s'agit d'un facteur de contrôle secondaire.

Les systèmes cultureux et parcellaires complexes (242) ne sont pas associés aux glissements. Ce type est lié à la géologie (matériaux cristallins, V de Cramer > 0.31) et occupe surtout des topographies planes, peu favorables aux phénomènes gravitaires. La composition et la structure intrinsèque de ce type d'occupation nous semblent secondaires par rapport aux associations lithologiques et topographiques qui contrôlent plus les phénomènes gravitaires et la présence de ce type.

Le type 243 est complexe, mêlant prairies et bosquets d'arbres au sein d'une structure essentiellement bocagère faite de petites parcelles imbriquées les unes dans les autres. Ce type est surtout développé au sein des petits vallons entaillant le plateau du Devès et rejoignant la Borne et voué à l'élevage bovin. Dans ce contexte, ce type d'occupation du sol est développé sur les formations quaternaires sensibles aux phénomènes de fluage et glissements rotationnels profonds. Cependant, les observations de terrain réalisées dans ce type d'espace agricole confirment qu'il s'agit souvent de terrains humides et non drainés.

Les espaces forestiers (311, 312 et 313) sont fortement associés aux glissements anciens. Ils expriment surtout des espaces trop difficiles à valoriser par l'agriculture, souvent du fait d'une topographie chahutée et de sols particulièrement pierreux liés à la présence d'anciennes masses glissées. Les complexes de neck touchant des structures volcaniques, on y retrouve surtout des peuplements de *Pinus sylvestris* (formation d'allophanes et altitudes élevées). Les forêts feuillues colonisent essentiellement les situations mieux exposées et moins élevées (vallons venant du Devès) sur les terrains remaniés par les complexes de corniches (sols plus riches en matrice argileuse, défavorable aux conifères locaux). Le caractère favorable des forêts feuillues pour les phénomènes solifluidaux et glissements rotationnels profonds tient à 3 groupes de phénomènes de ce type dans les environs d'Onzillon/la Baume, vallée de la Loire, développée sur les Sables Inférieurs (eSi). Le microclimat plus chaud et plus sec de cette zone ainsi que la nature sableuse et acide des sols y favorisent le développement d'une chênaie mixte. Il est donc difficile, *a priori*, de généraliser ce résultat à l'ensemble du bassin.

Les types 321 et 322 (pelouses et landes) sont trop rares dans le bassin pour que ces résultats soient représentatifs.

Enfin, les espaces en transition (324) sont associés aux glissements translationnels et rétrogressifs de surface. Ces espaces sont souvent la résultante d'un abandon de l'activité agricole, touchant les parcelles les moins rentables (pente importante, faible épaisseur de sol, sols hydromorphes ou mouilleux, etc.). À l'instar des observations de Begueria (2006b), ces espaces sont favorables à l'occurrence de glissements superficiels, du fait des conditions initiales et aux changements de distribution des eaux de surface avec une augmentation de l'infiltration en subsurface favorisée par le réseau racinaire des arbustes.

Finalement, cette variable d'occupation du sol est difficile à interpréter du fait des fortes interactions entre cette dernière et les données lithologiques et topographiques. Nous retiendrons éventuellement 2 types d'occupation pouvant peut-être favoriser l'occurrence des glissements, à savoir i) les espaces agricoles mixtes entrecoupés d'espaces naturels (243) et ii) les espaces en mutation (324). Dans les 2 cas, il s'agit de stades transitoires dans les successions végétales et à faibles intrants anthropiques. L'étude approfondie des modifications de drainage liée à l'abandon des pratiques agricoles peut être une voie de recherche.

Les résultats synthétiques (seuils et types favorables) de l'ensemble des variables statiques (nature des terrains, variables topographiques et nature de l'occupation du sol) sont présentés sur la **figure 136**. Ces résultats seront discutés et mis en perspectives dans la discussion (§5.5).

	Complexe de corniche	Complexe de neck	Fluage	Solifluxion	Translationnel de surface	Rotationnel de surface	Rotationnel rétro. de surface	Rotationnel profond
Lithologie	FL, gSa	gSa	FL, egM, gSa	gSa, gSs, eS eSis, eSi	FL, eA, eAv* eSi	FL, egM, eA	egM, gSa	FL, egM, eAv* eSi
Formation superficielle	—	—	SHb, A	SC, SHb	SC, A	CF, A	CF, A	" ", SHb, A
Altitude	750-760 900-1100	—	<850	ttes alti >1050 (<i>gélifluxion</i>)	<850	<850	<850	<850
Pente	7-17 (<i>zone dépôt</i>) 39-49 (<i>zone départ</i>)	—	8-10-19	8-13-22	7-26-30	7-12-26	10-12-24	7-14-18
Orientation	SO à NNE	NO-NE	SSO-NNE à E	SO-NNE à E	ESE à SE SSO-SO	SO-NO-NE	NNE-SSO	SO-NO-NE
Courbure	—	—	<0	<0	—	—	—	—
TPI	TPI150: <0 TPI300: <-2 et >2 TPI900: <6	—	TPI150: <-1 TPI300: (-10;-2);(2;6) TPI900: <-7	TPI150: <-2 TPI300: -10;(1;5) TPI900: <-9	TPI150: (-9;-4);(8;9) TPI300: <-6;>7 TPI900: <-10	TPI150: (-7;-3);>8 TPI300: <-6;>5 TPI900: <-9	TPI150: <-4 TPI300: (-15;-7);(5;10) TPI900: <-15	TPI150: <-2 TPI300: (-9;-5) TPI900: <-15
Altitude normalisée	0.1-0.75	>0.6	<0.35	<0.5	<0.5	<0.5	<0.35	<0.5
Altitude standardisée	600-900	—	<650	<700	<650	<650	<650	<650
Indice de convergence	—	—	<0	<0	<0	<0 et (12;30)	<-3;>3	<-6;>6
IDPR	<0.15							
TWI	<0.4	<0.25	>0.6	>0.6	>0.4	>0.4	>0.4	>0.6
Distance norm. à l'exutoire	>0.5	—	0.4-0.55	variable	<0.5	0.4-0.55	0.4-0.55	0.4-0.55
Distance aux cours d'eau	—	1400-2500	<300	100-475 1300-1600	<225 1000-1300	pas sensible	<300	<300
Distance aux thalwegs	—	250-500	<150	—	<150	pas sensible	<50	<100
Dénivelée aux cours d'eau	65-165	165-265	15-35	pas sensible	<35	pas sensible	<35	<35
Dénivelée aux thalwegs	pas sensible	25-65	<15	<35	<25	pas sensible	<25	<25
type occupation du sol	—	—	243, 231	231	324, 231	231	324	243

(C)A.Poiraud

Figure 136 - Schéma de synthèse des facteurs de contrôle et de leurs gammes de valeurs par type de glissement de terrain. L'astérisque signifie « sous conditions de formatsons superficielles ». Les valeurs en italique sont peu représentatives.

5.4. Les facteurs dynamiques

Nous avons retenu comme facteurs dynamiques sur le bassin du Puy la sismicité et les événements météoriques. Ces 2 facteurs jouent sur la pression interstitielle des sols et sont des éléments déclencheurs ou de réactivation des glissements (Tatard, 2010).

5.4.1. Le faible contrôle sismique

Le bassin du Puy n'est pas connu comme une zone à activité sismique importante ou régulière, peu d'épicentres ayant été recensés historiquement ou enregistrés par les suivis sismologiques. L'étude de la base de données sismiques en ligne SISFrance (<http://www.sisfrance.net>) enregistre 13 événements sismiques historiques ayant leur épicentre localisé dans le bassin du Puy dont seulement 2 ayant une intensité ≥ 5 (tab.19).

Tableau 19 - Inventaire des séismes historiques ayant leur épicentre dans le bassin. Données SISFrance avec R, réplique et Z, essaim

Date	Heure	Choc	Localisation épicentrale	Intensité épicentrale
3 Octobre 1920	4 h		VELAY (LE PUY)	
19 Juillet 1873	2 h		VELAY (LE PUY)	
5 Août 1868	7 h 40 min	R	VELAY (LE PUY)	
5 Août 1868	6 h 30 min	R	VELAY (LE PUY)	
5 Août 1868	5 h 20 min		VELAY (LE PUY)	5
24 Juin 1772	9 h 36 min		VELAY (LE PUY)	6
11 Septembre 1687	3 h		VELAY (LE MONASTIER-SUR-GAZEILLE)	
27 Octobre 1646	4 h	Z	VELAY (LE PUY)	
16 Septembre 1631	1 h		VELAY (LE PUY)	
15 Juillet 1592	23 h 55 min		VELAY (LE PUY)	
15 Août 1570			VELAY (LE PUY)	
2 Février 1428			VELAY (LE PUY)	
1374			VELAY (LE PUY)	

Les écrits historiques consultés (Jacmon & Chassaing, 1885) relatent les 2 séismes de 1631 et 1646. Au vu des descriptions de l'auteur, le séisme de 1631 pourrait se rapprocher d'une intensité égale à 6 selon le classement du site SISFrance (échelle de Mercalli).

D'un grand trblement de terre arrivé le mardy matin, à une heure après minuict du lundy que c'éstet le seziesme jour du moix de septembre audict an 1631.

Arrivé là, comme dict est, la nuit, et dura demy-cart de heure que toute la terre tranbla, les arbres, murailhes et maisons, que esvelha les andormis et balha une telle espovante au peuple que l'on tranblet de grand peur. Cella arriva en Aulvergnie, Viverès, Forest, Gevoldent et Velley et autres provinces, et qu'il fesoit tellement esbranler les bastimentz et rochers que je vous peulx assurer avec beaucoup d'autres personnes que l'on [a]anthandu que au roc de Quornelhe de ladictte ville, y couche quantité de courbeaulx que lhors de ce tranblement et il s'evelharent et se mirent à voller et crier de telle sorte qu'avoient mis l'espouvante à plusieurs personnes quy les enthandict, et mesmement fist tumber plusieurs choses mal assurées.

Le second événement semble en effet de moindre importance (échelle 4 à 5).

[Tremblement de terre au Puy.]

Ce sabmedy 27^e octobre 1646, à quatre heures de matin, heure de repos, arriva par deux diverses foix, demy quart d'heure d'ung après l'autre, ung sy grand esbranlement et tremblement des terres et maizons quy faizoit remuer les meubles d'icelles, tant portes, fenestres, lictz, bastimants que autres chozes ; lequel avoict donné sy grande espouvante à ceulx quy veilloient et sy grande frayeur, ne sçachant quel signe c'estoit, ou quel mal devoict arriver. Mais ce quy en consolla plusieurs quy se souvindrent d'un autre grand tremblement quy estoit arrivé de nostre temps en ceste ville et pays de Vellay le 16^e septembre 1631 ; où Dieu nous veulhe conserver par sa sainte grace des mauvais inconvenientz comme nous sommes menacés!

Dans aucun des deux événements (et les chroniques des jours suivants) il n'est fait mention de glissement de terrain consécutif aux « tremblements de terre ».

La carte de la répartition des séismes historiques d'intensité > 5 montre que le bassin est dans une zone peu sismique, mais proche de la faille de la Limagne, au nord-ouest qui a connu une activité sismique modérée à importante (fig.137).

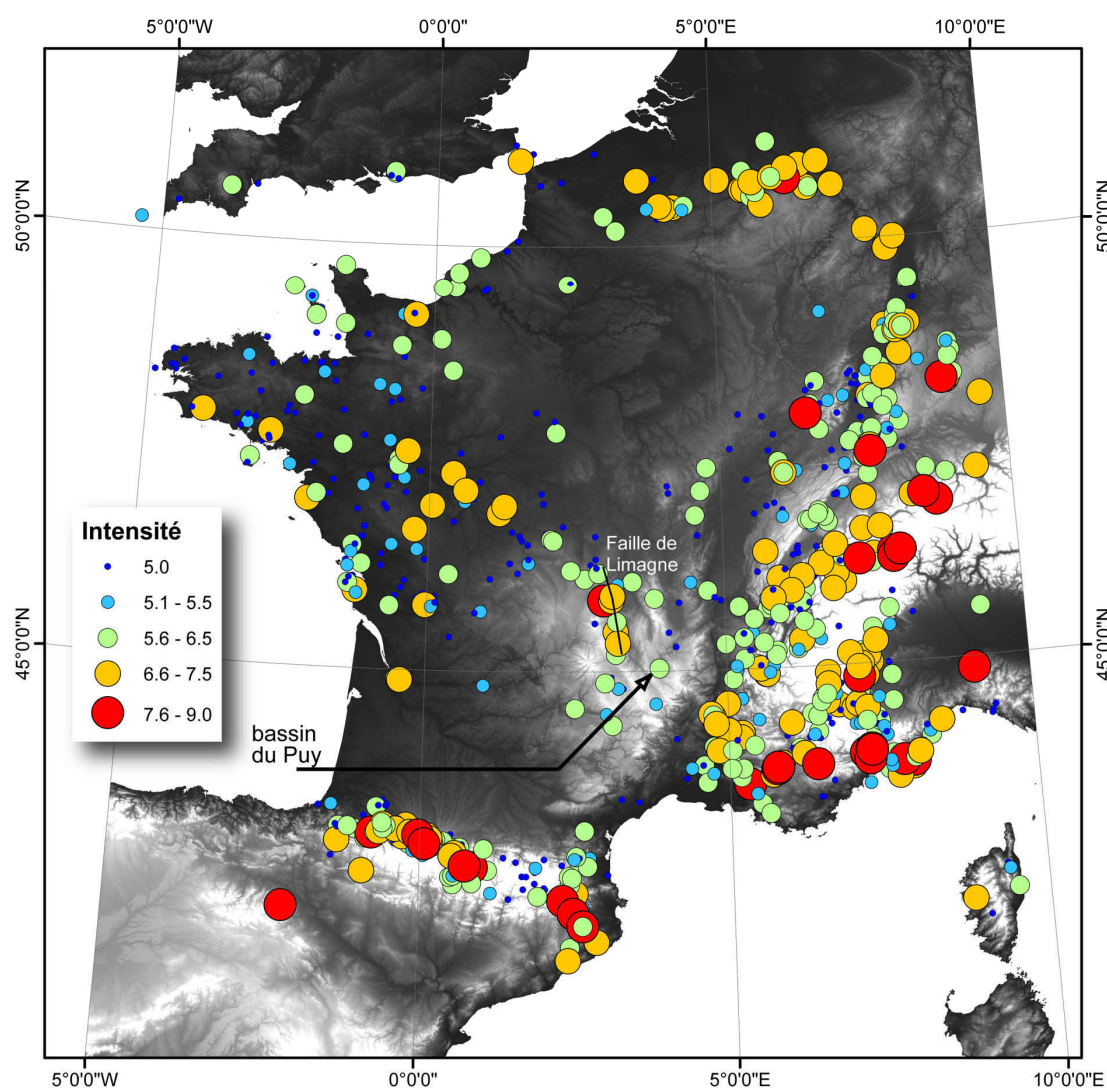


Figure 137 – Cartographie des séismes historiques d'intensité > 5 (d'après la base de données SISFrance)

La sismicité actuelle est suivie au moyen du réseau RéNaSS (Réseau National de Surveillance Sismique) situé à Strasbourg. Le centre strasbourgeois centralise l'ensemble des données de surveillance des réseaux régionaux et, par l'intermédiaire de sa plateforme FTP et de son site web (<http://renass.u-strasbg.fr/>) permet d'avoir accès aux données brutes et/ou traitées. La synthèse cartographique des secousses sismiques enregistrées du 1er janvier 1980 au 31 décembre 2010 permet de constater la faible activité sismique qui caractérise le bassin (**fig.138**).

Sur la période, 18 séismes ont été recensés dans le bassin et à sa périphérie, tous avec des magnitudes inférieures à 3 mais essentiellement concentrés sur la dernière décennie (2000-2010). Les profondeurs enregistrées sont faibles (≤ 5 km) et souvent proches d'édifices volcaniques ou de linéaments. Aucune recrudescence d'activité gravitaire n'a été constatée à proximité des épicentres suite aux événements.

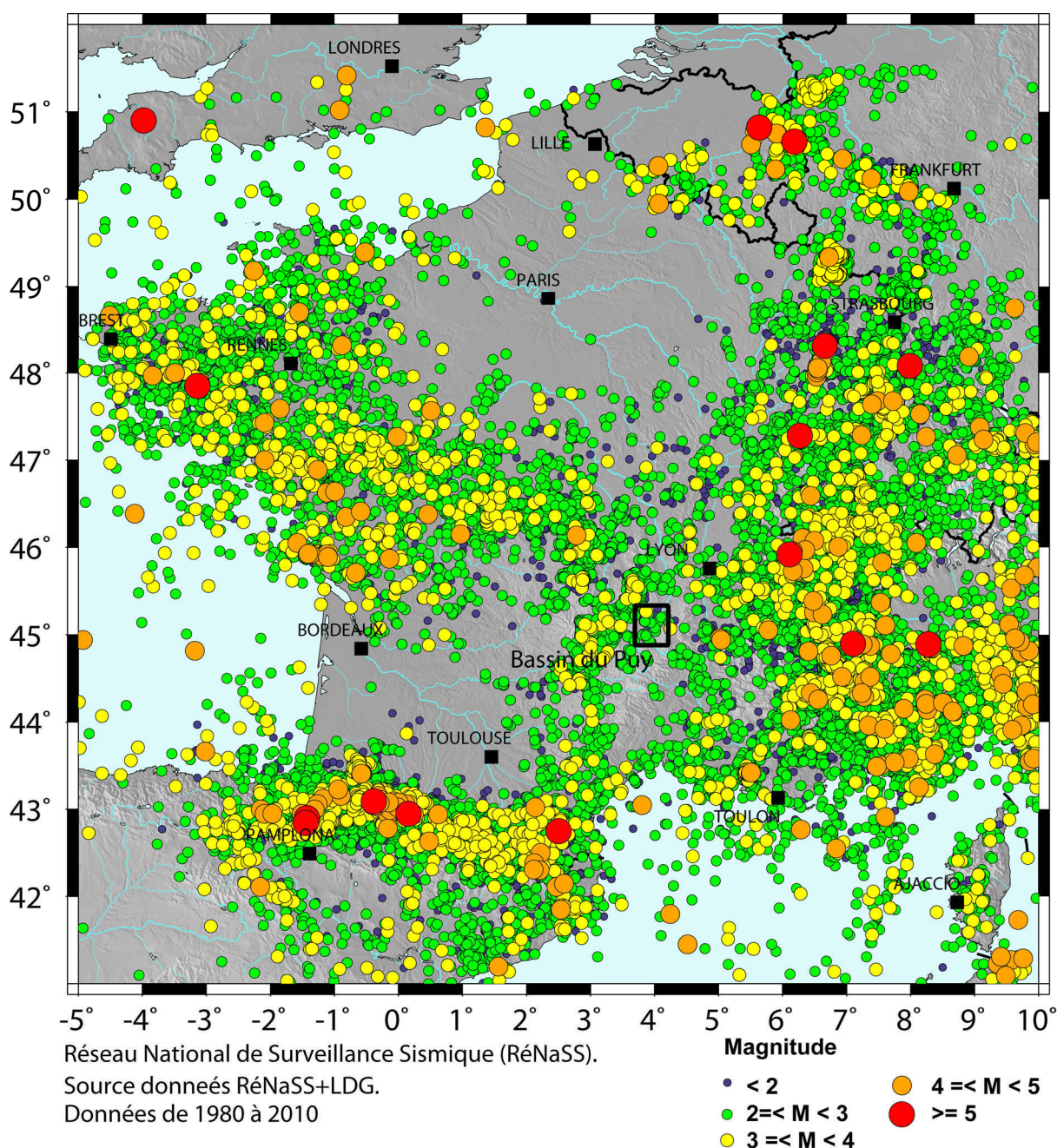


Figure 138 – Carte de la sismicité de 1980 à 2010 (modifiée du post-script disponible depuis le site du RéNaSS)

L'analyse statistique des relations entre la fréquence de glissements de terrain et la proximité des failles par le Wi renforce cet état de fait. D'une part, le facteur est peu significatif (valeur absolue <1) et d'autre part, les valeurs de Wi ne sont positives qu'au-delà de 400m. Ces failles ne sont *a priori* plus actives et ne jouent pas dans l'initiation des glissements.

En conclusion, la faible activité sismique du bassin du Puy et de ses environs rend ce facteur peu efficient dans le contrôle des déclenchements de glissements de terrain. S'il apparaît dans l'histoire un regain d'activité sismique du 15^e au 17^e siècle, celui-ci ne semble pas avoir entraîné un regain de l'activité gravitaire. Dans l'état actuel des connaissances disponibles et des données consultées, ce facteur n'intervient pas (ou de manière peu sensible) dans le contrôle de l'activité gravitaire.

5.4.2. L'important contrôle par les événements météorologiques

Fabien Jubertie (2006), dans sa thèse portant sur les excès pluviométriques et anémométriques en Auvergne, positionne le bassin du Puy dans les climats à « faciès continental d'abri » caractérisés par 2 saisons chaudes en mai et août et une concentration des précipitations de mai à septembre, une grande part de ces dernières étant d'origine convective. Il montre cependant l'importance du contact avec le faciès méditerranéen au travers d'un espace très allongé longeant les contreforts sud-est du Massif central qu'il nomme « marge continentale d'abri et méditerranéenne ». Cette marge est caractérisée par un maximum pluviométrique au mois d'octobre et un rapport octobre/juillet > 3.5 . Elle pénètre largement les hauts plateaux vellaves, soumis de fait aux influences méditerranéennes et aux importants mouvements ascendants automnaux (épisodes cévenols).

Le bassin du Puy et ses bordures élevées présentent donc un espace de transition climatique entre un faciès nettement continental au centre du bassin et des influences « cévenoles » marquées sur ses bordures méridionales et, dans une moindre mesure, orientales.

L'analyse climatique repose sur les corrélations spatiales et temporelles des glissements contemporains avec les précipitations de 14 stations constituant un réseau couvrant l'ensemble du bassin et ses bordures. Les données sont journalières et couvrent des périodes inégales. Les données ont été obtenues auprès de Météo France par l'intermédiaire de l'OPGC de Clermont-Ferrand (Sandra BANSO, convention UBP-Météo France).

5.4.2.1. Analyse globale

La **figure 139.1** expose le cumul moyen annuel de précipitations ainsi que les périodes couvertes par chaque station. On y distingue également la distribution des glissements contemporains représentés par leur centroïde.

L'analyse des relations statistiques entre répartition spatiale des glissements et précipitations montre une tendance à l'augmentation du Wi (tous glissements confondus) avec l'augmentation du total de précipitations annuelles ($r^2 = 0.4$, association faible, mais existante). La valeur seuil (valeur au-delà de laquelle les Wi sont positifs) se situe aux alentours de 750 mm/an.

Cette association spatiale est beaucoup moins nette si on l'analyse année par année (association temporelle). La comparaison des fréquences de glissement par année avec le cumul moyen sur le bassin ne donne pas de corrélation nette et la comparaison par période de 5 et 10 ans n'est pas non plus convaincante (**fig.139.2**).

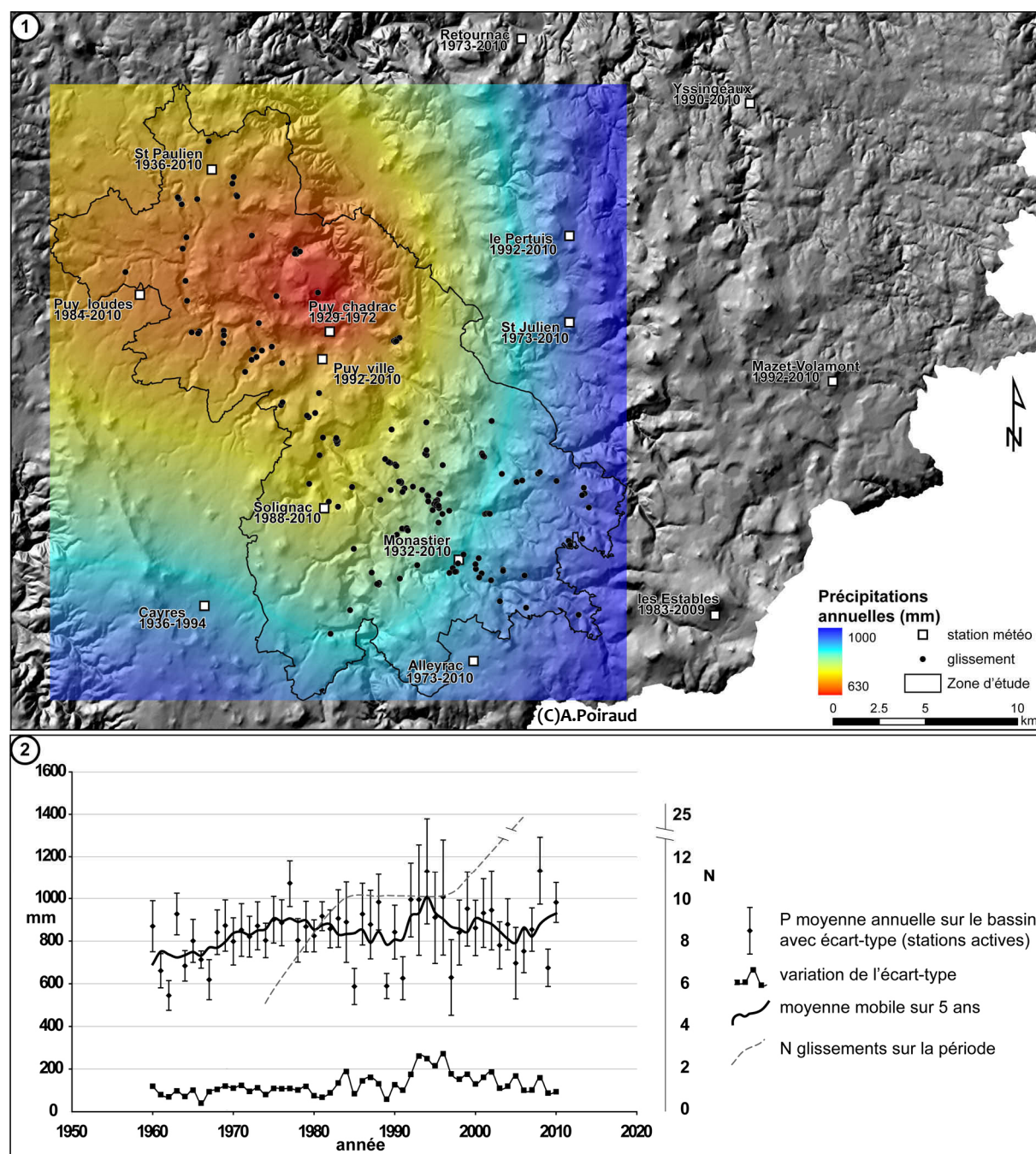


Figure 139 – Précipitations totales annuelles et glissements de terrain. 1) répartition des précipitations totales moyennes annuelles sur le bassin du Puy et des glissements contemporains. La carte a été obtenue par interpolation de type *Spline with tension* des données Météo France. 2) Comparaison des moyennes de précipitations annuelles sur le bassin du Puy avec la fréquence de glissements enregistrée

Sur la **figure 139.2**, on constate une augmentation régulière des précipitations durant les décennies 60 et 70 décorrélée de la fréquence de glissements. Cet état de fait, déjà discuté dans le §3.2.5, peut être mis sur le compte de l'incomplétude de l'inventaire et de l'effacement rapide des formes superficielles. Ces deux décennies sont remarquables par la stabilité de l'écart-type entre stations signifiant une certaine homogénéité de la répartition spatiale des précipitations.

Les années 80 connaissent un pic de glissements malgré un « plateau » voire une baisse des précipitations moyennes annuelles. On remarque cependant des variations de l'écart-type exprimant l'existence d'hétérogénéités spatiales expliquées par la mise en service de la station des Estables, en

bordure de la corniche cévenole et soumise à des précipitations plus importantes et à une fréquence plus élevée d'événements extrêmes. Il est à noter que nombre de glissements étant survenus lors de cette période furent des conséquences des crues de la Loire et de ses affluents et non des précipitations directes (sapement de berges, Béchet, 1983).

Les années 90 sont marquées par une nette augmentation des précipitations moyennes annuelles et par une très forte hétérogénéité spatiale. Plusieurs événements extrêmes marquent cette période qui voit se maintenir un niveau de glissements similaire à celui des années 80. Les niveaux de précipitations approchent ou dépassent les 1000 mm/an pendant une série de 4 années (1992, 1993, 1994 et 1996), ce qui n'était pas arrivé depuis 1977. Là encore, la qualité des informations permet difficilement de lier les ruptures aux événements pluvieux.

Enfin, les années 2000 sont caractérisées par une forte hétérogénéité spatiale et une très forte hétérogénéité temporelle. Cette décennie connaît l'année la plus pluvieuse enregistrée depuis 1929 avec 1133 mm de précipitations moyennes sur le bassin en 2008 et 2 événements extrêmes en 2003 et 2008. La très forte augmentation des glissements de terrain durant cette décennie nous paraît directement liée à ces événements.

Au niveau global, les liens entre précipitations totales annuelles et l'occurrence des glissements ne sont pas clairement établis. S'il existe une tendance à l'augmentation de la fréquence des glissements avec l'augmentation du cumul d'eau annuel, celle-ci reste ténue.

5.4.2.2. L'importance des épisodes cévenols

Afin d'affiner l'analyse, nous confrontons les résultats de la **figure 139.1** avec les conclusions de Jubertie sur les faciès climatiques d'Auvergne (Jubertie, 2006). Nous considérons, pour le bassin du Puy *stricto-sensu*, 2 zones climatiques :

- la zone « continentale » comprenant les stations de St-Paulien, Puy-Loudes, Puy-Ville et Solignac,
- la zone « de marge cévenole » comprenant les stations du Monastier, d'Alleyrac et des Estables.

Si l'événement extrême pluvieux est important dans le déclenchement des glissements (orage par ex.), il est également nécessaire d'intégrer le degré de saturation des terrains antérieur à l'événement. Ne pouvant constamment le mesurer sur une région entière, il est possible de l'estimer par une méthode indirecte qui est la prise en compte des pluies antécédentes (Corominas & Moya, 1999 ; Glade *et al.*, 2000).

Pour chacune des deux zones climatiques, nous avons projeté chaque jour (1973-2010) dans un espace à 2 dimensions composé d'une abscisse représentant le cumul de pluies des jours antécédents et une ordonnée représentant les précipitations du jour (**fig.140**). Les points sont caractérisés par la présence ou l'absence de glissements enregistrés chaque jour. Ce type de représentation a été modifié par rapport à ce que préconisent Glade *et al.* (2000). En effet, les auteurs calculent non pas le simple cumul de pluie des jours précédents, mais un « index » composé de la somme des maxima régionaux multipliée par une constante représentant la capacité de ruissellement du sol. N'ayant pas cette dernière information, nous nous sommes contenté des maxima régionaux journaliers des stations représentant les 2 zones. Nous avons calculé les antécédences pour une période de 10 jours et une période de 30 jours, laps de temps souvent utilisés dans la littérature (Glade *et al.*, 2000).

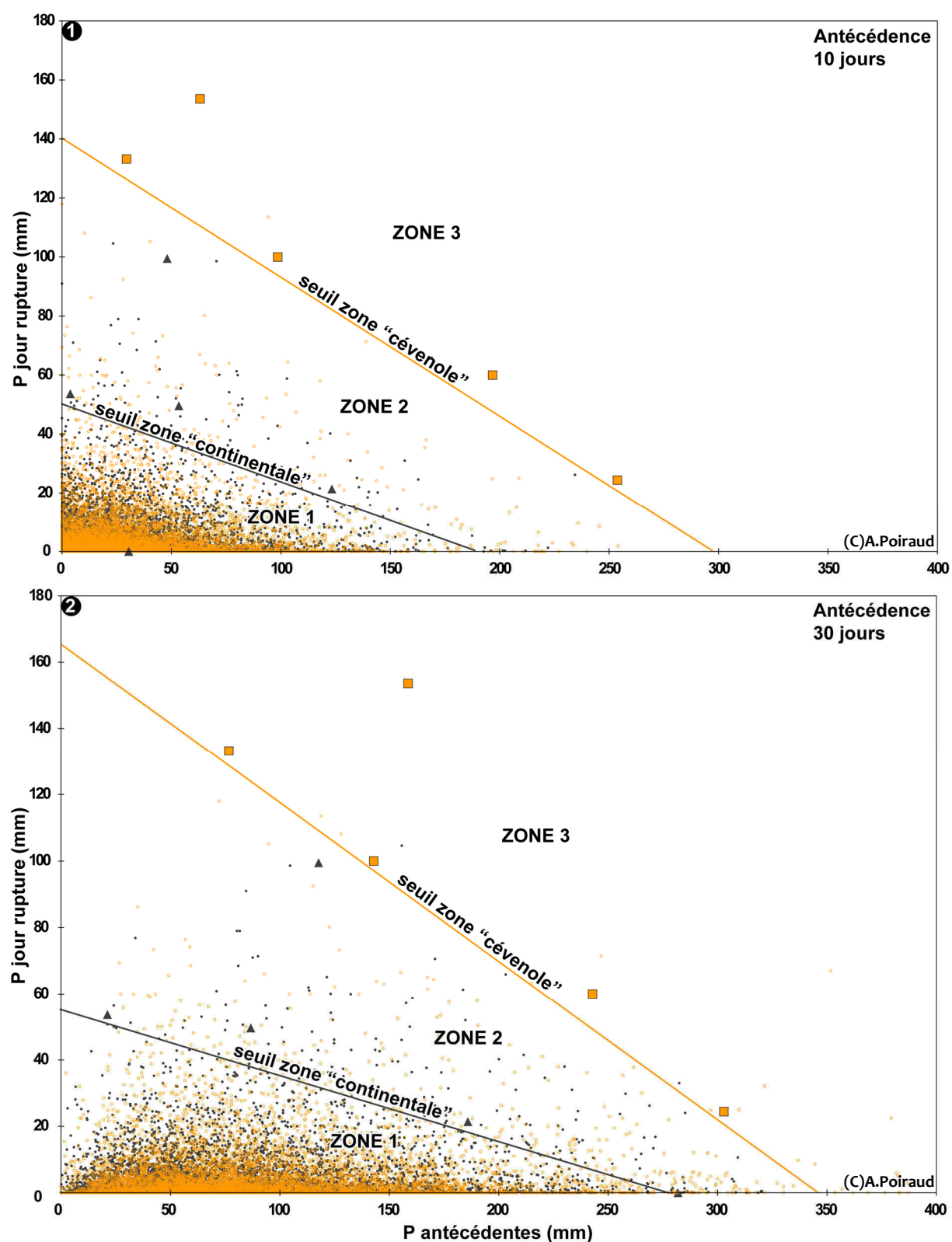


Figure 140 – Modèles de pluies journalières-antécédentes appliqués aux 2 zones climatiques du bassin du Puy. 1) antécédence de 10 jours ; 2) antécédence de 30 jours. Les points noirs représentent les jours sans glissements dans la zone centrale, les triangles noirs, les jours avec glissements dans la zone centrale, les points orange, les jours sans glissement dans la zone de marge cévenole et les carrés orange, les jours avec glissements dans la zone de marge cévenole

Sur cette dernière figure (fig.140), on peut définir 3 zones définies par 2 seuils :

- la zone 1 – aucun glissement n'est recensé pour les couples Pjour/Pantécédentes situés dans cette zone,
- la zone 2 – la limite basse de cette zone est définie par le seuil pour la zone « continentale ». Au-dessus de ce seuil, des ruptures sont enregistrées exclusivement dans la zone « continentale ».
- la zone 3 – la limite basse de cette zone est définie par le seuil pour la zone « cévenole ». Au-dessus de ce seuil, des ruptures sont enregistrées exclusivement dans la zone « cévenole ».

La limite « continentale » correspond au seuil minimal, pour la zone centrale du bassin, au-dessus duquel des glissements sont enregistrés. La part du nombre de jours avec glissement au-dessus de cette limite reste faible, mais le potentiel existe. La limite « cévenole » correspond au seuil minimum, pour la zone de marge cévenole, au-dessus duquel des glissements sont enregistrés.

Dans le cas d'une période d'antécédence de 10 jours, nous obtenons les limites suivantes :

- pour la zone centrale, la possibilité de glissement existe le long d'une limite de précipitations de 50mm/24h à 185mm en 10 jours (valeurs $> y = -0.1695x + 50$).
- pour la zone de marge cévenole, la possibilité existe le long d'une limite de précipitations de 140mm/24h à 300 mm en 10 jours (valeurs $> y = -0.4746x + 140$).

Dans le cas d'une période d'antécédence de 30 jours, nous obtenons les limites suivantes :

- pour la zone centrale, la possibilité de glissement existe le long d'une ligne de précipitations de 55mm/24h à 275mm en 30 jours (valeurs $> y = -0.2x + 55$).
- pour la zone de marge cévenole, la possibilité de glissement existe le long d'une ligne de précipitations de 165mm/24h à 345mm en 30 jours (valeurs $> y = -0.4783x + 165$).

À partir de ces données, il est possible de déterminer les fréquences des types de précipitations caractérisant chaque zone (**tab.20**) en calculant le nombre de jours compris entre chaque limite sur le nombre de jours total.

Tableau 20 – Probabilité fréquentielle journalière de se trouver dans une des 3 zones (% en noir) et taux de jour avec un glissement enregistré par zone (% en bleu)

Antécédence (jours)	Zone centrale		Zone de marge cévenole	
	10	30	10	30
Zone 1	99.16% (0.007%)	98.65% (0%)	98.64% (0%)	97.44% (0%)
Zone 2	0.84% (3.45%)	1.35% (2.67%)	1.36% (0%)	2.56% (0%)
Zone 3	0.007% (0%)	0.007% (0%)	0.043% (83%)	0.217% (17%)

Le seuil de la zone continentale est nettement plus bas, dans les 2 cas, que celui de la zone de marge cévenole. Cette observation implique que le secteur central (couvert par les stations de St-Paulien, Puy-Loudes, Puy-ville et Solignac) est morphologiquement plus sensible à ces épisodes pluvieux. Par rapport au secteur de marge cévenole (stations des Estables, du Monastier et d'Alleyrac), ce secteur central est beaucoup plus érodé et plus pentu du fait de l'incision de la Loire. La chape volcanique, contrairement au secteur cévenol, y est largement éventrée.

La seconde explication provient également du fait que les glissements enregistrés dans la zone centrale ne sont pas uniquement déclenchés par les événements pluvieux, mais sont la résultante d'une association de facteurs, notamment le facteur humain (travaux, infrastructures, etc.). Cette

limite « continentale » n'est donc pas uniquement naturelle et intègre une part d'« anthropisation » plus importante que la limite « cévenole ».

Cette importance des épisodes cévenols dans l'initiation de glissements de terrain est très bien illustrée par les 2 événements de 2003 et 2008. Ces deux épisodes cévenols sont relativement bien documentés, le premier, car les glissements associés ont affecté des ouvrages et ont donc fait l'objet d'un recensement par le BRGM et le CETE, et l'autre, car il s'est produit pendant la période de thèse et qu'un inventaire rapide a été réalisé après l'événement.

Les 2 événements se sont produits durant l'automne avec des précipitations intenses étalées sur 2-3 jours (**fig.141**).

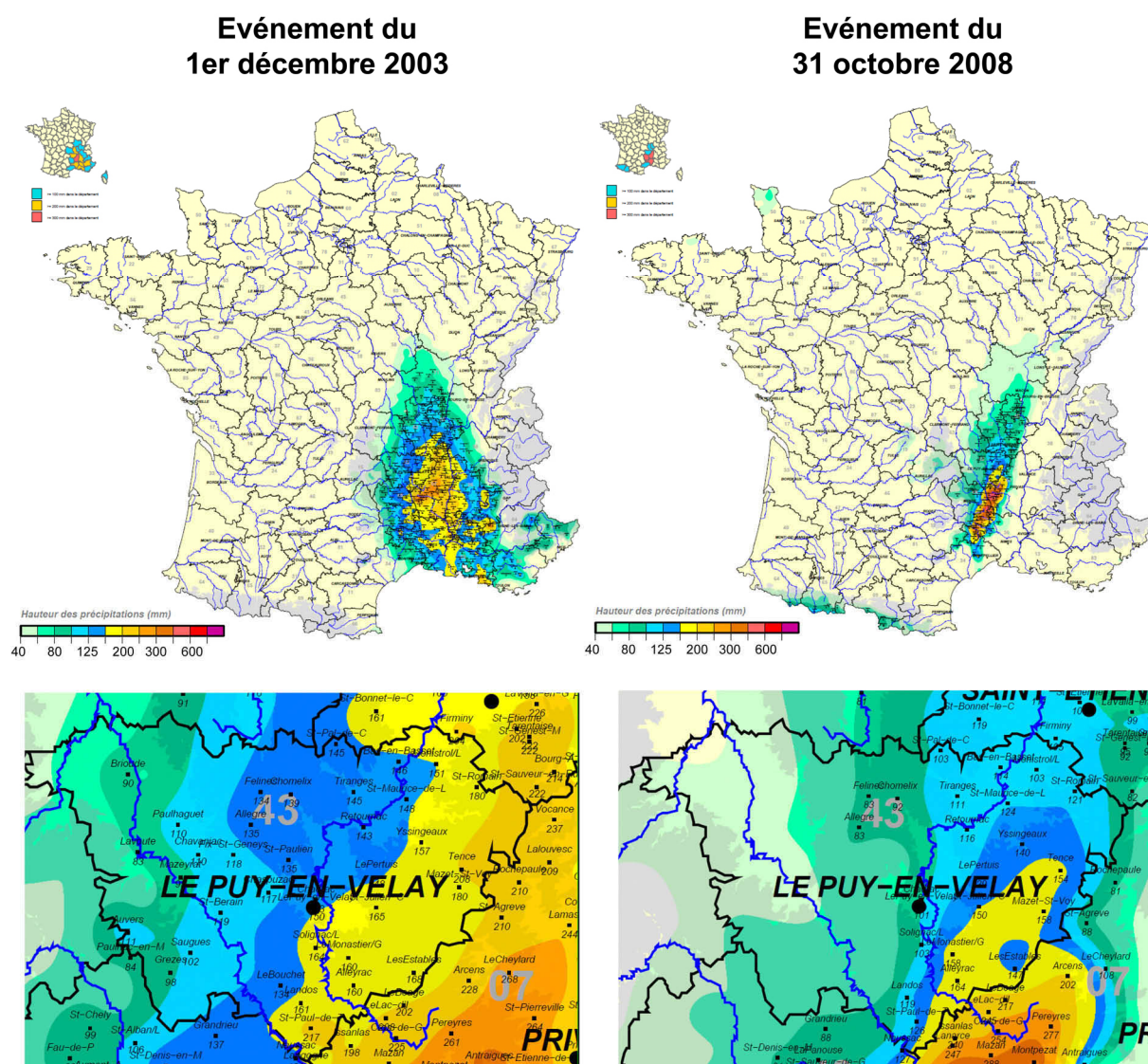
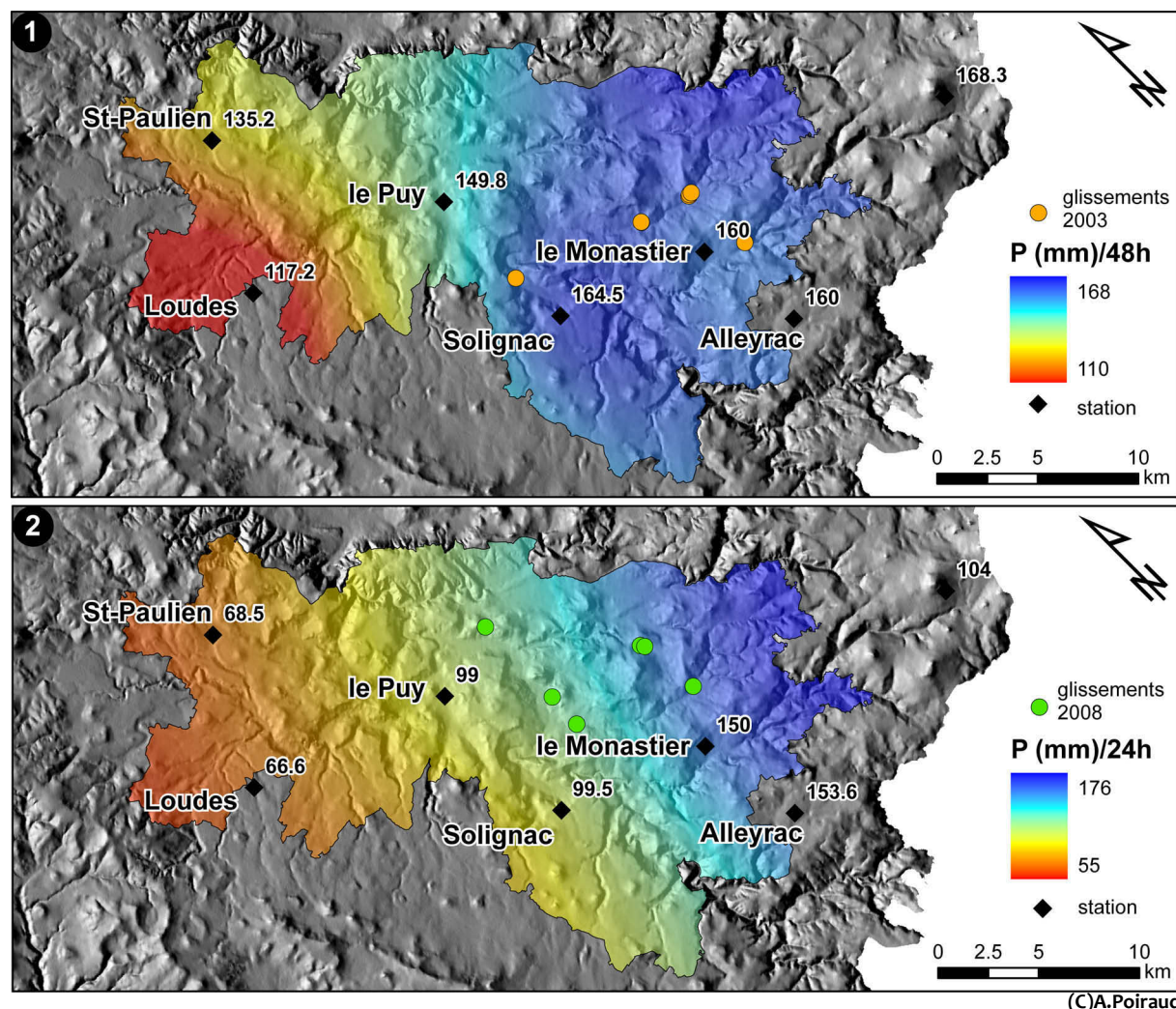


Figure 141 – Carte de la répartition des cumuls de précipitations lors des 2 événements de 2003 et 2008, à l'échelle nationale (en haut) et à l'échelle du département de la Haute-Loire (en bas). Données et cartes disponibles sur le site de Météo France, http://pluiesextremes.meteo.fr/-_r23.html. Les couleurs sont inversées par rapport aux autres figures de la thèse, les couleurs chaudes signifiant de fortes précipitations (image Météo France, non modifiable)

L'événement de 2003 n'est pas typique des épisodes cévenols, car il affecte une zone plus large, non directement contrôlée par les reliefs. La zone de fortes précipitations se concentre sur la vallée du Rhône et l'angle du plus grand axe approche les -9° par rapport au nord géographique. La pénétration de cet événement dans le bassin du Puy est donc importante avec des précipitations sur

2 jours dépassant les 110mm sur les zones réputées « sèches » du bassin du Puy (St Paulien, Blanzac). Un total d'au moins 6 glissements est attribué à cet événement (**fig.142.1**), essentiellement des glissements superficiels.

L'événement de 2008 est caractéristique du fait de son allongement le long de la bordure cévenole et d'une très forte concentration des pluies dans un espace bien circonscrit. L'orientation de l'axe du plus fort allongement est de 22° par rapport au nord géographique, suffisamment incliné pour éviter un trop fort débordement des précipitations au-delà de la corniche cévenole, dans le bassin. Le léger débordement n'a pas dépassé Le Monastier-sur-Gazeille avec des pluies de l'ordre de 150mm/24h et 175mm/48h, ce qui est exceptionnel pour cette partie du bassin (seule occurrence > 150 mm/24h pour la station du Monastier depuis 1936), moins rare pour Les Estables située au niveau de la bordure cévenole. La partie orientale du centre du bassin, le long de la basse vallée de la Laussonne, a enregistré des pluies de plus de 100mm/24h, également exceptionnelles (seulement 2 occurrences > 100mm/24h depuis 1932). L'épisode s'est étalé sur 2 jours, mais avec un pic exceptionnel sur le 1er novembre. Un total de 6 glissements au moins est attribué à cet événement (**fig.142.2**), essentiellement des glissements superficiels.



Cet événement de 2008 a également conduit à une accélération des glissements lents suivis. Le Cros de Brive (§2.3.6) en est un témoin avec une accélération de l'activité lors de l'hiver 2008/2009 et un petit glissement translationnel enregistré après l'épisode cévenol.

Les données recensées concernant ces épisodes cévenols extrêmes nous permettent de comptabiliser 18 épisodes cévenols avec une lame d'eau > 150mm entre le 1er janvier 1958 et le 31 décembre 2010 (soit sur une période de 53 ans). Leur répartition est très inégale :

- années 60 – 1 événement (novembre 1968),
- années 70 – 4 événements (octobre 1970, novembre 1976, 2 en octobre 1979),
- années 80 – 1 événement (octobre 1980),
- années 90 – 8 événements (octobre 1992, 1993, 1994, novembre 1994, octobre 1995, décembre 1996, décembre 1997, mai 1999),
- années 2000 – 3 événements (octobre 2000, décembre 2003, octobre-novembre 2008)

Ces épisodes sont incontestablement morphogènes et participent à la dynamique d'ensemble d'évolution des versants. Le pic de glissements des années 90 est certainement dû aux nombreux épisodes cévenols des années 90 et les glissements des années 2000 sont quasiment tous liés à ces épisodes.

Considérant que la plupart de ces épisodes cévenols se prolongent sur 2 jours, les événements comme ceux d'octobre-novembre 2008 étant exceptionnels, il est possible de calculer une fréquence expérimentale, par station, des précipitations sur 48h et de proposer un temps de retour expérimental¹³ (fig.143).

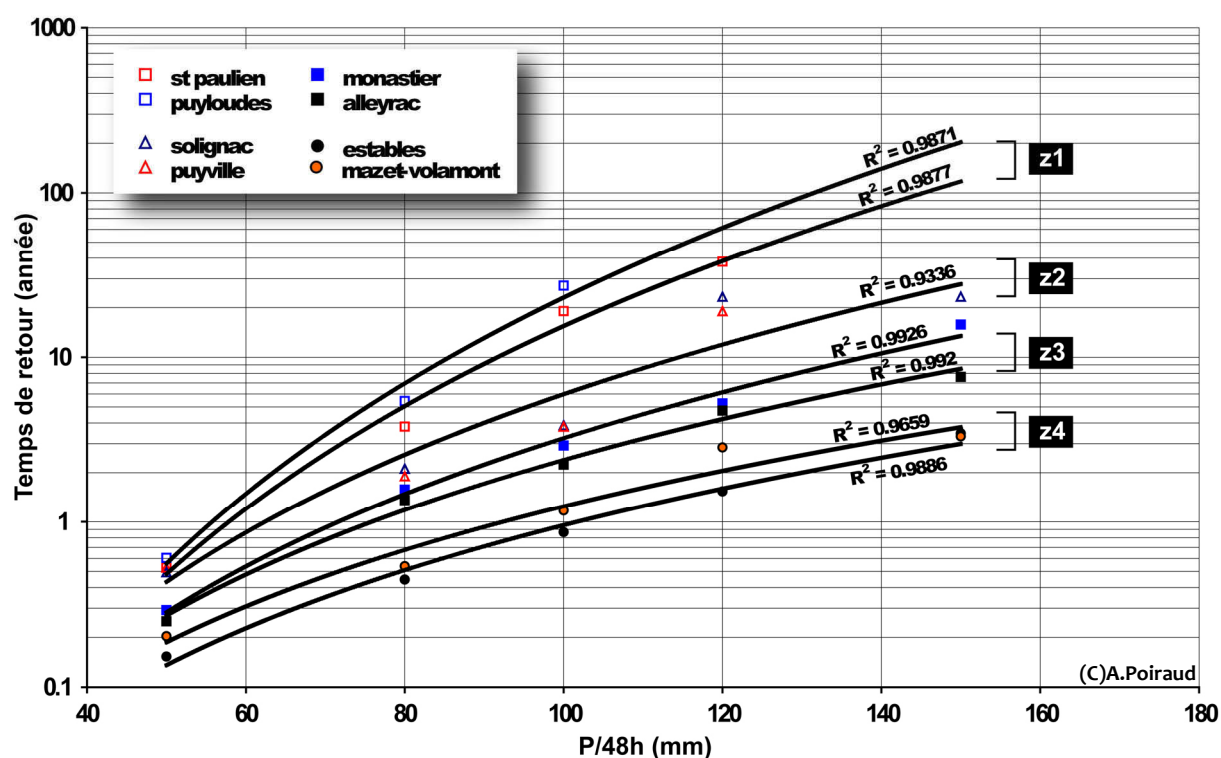


Figure 143 – Courbes expérimentales liant le niveau de précipitations en 48h et le temps de retour, par station. Les ajustements suivent une fonction puissance

¹³ Les périodes de retour calculées correspondent à la moyenne entre un ajustement de Gumbel et un ajustement par une fonction puissance. Les courbes expérimentales s'ajustent aux différentes périodes de retour calculées pour des niveaux de précipitation donnés

Sur cette figure, les stations se répartissent nettement en 4 groupes définissant des sous-faciès au sein des 2 zones climatiques définies précédemment.

- La zone 1 (z1) se situe au nord-ouest du Puy et correspond au pôle sec du bassin (St-Paulien, Blanzac, Loudes). Les épisodes cévenols débordent très rarement jusqu'à ces zones et les fortes précipitations y sont rares (11 ans de période de retour pour une $P > 100\text{mm}/48\text{h}$).
- La zone 2 (z2) correspond au centre du bassin (le Puy, Brives, Coubon, Solignac, Arsac) et, de faciès continental, peut être ponctuellement soumise à des débordements d'épisodes cévenols. Ces épisodes y sont plus fréquents et, pour une même période de retour que z1, plus violents ($120\text{mm}/48\text{h}$ pour une période de retour de 11 ans).
- La zone 3 (z3) fait la transition entre le centre du bassin (faciès continental) et les marges cévenoles. L'altitude s'élève et la bordure cévenole n'est qu'à quelques kilomètres plus au sud. Les débordements sont plus fréquents, les $P > 100\text{mm}/48\text{h}$ ayant une période de retour entre 2 et 3 ans. Les événements « morphogènes » ($P > 150\text{mm}/48\text{h}$) y ont une période de retour d'une dizaine d'années.
- Enfin, la marge cévenole proprement dite (zone 4, z4) se situe très au sud, en limite avec le secteur des Boutières en Ardèche et les épisodes de plus de $100\text{mm}/48\text{h}$ y sont annuels.

En synthèse, nous proposons un exemple de carte spatialisant les temps de retour pour des épisodes cévenols d'intensité donnée (**fig.144**).

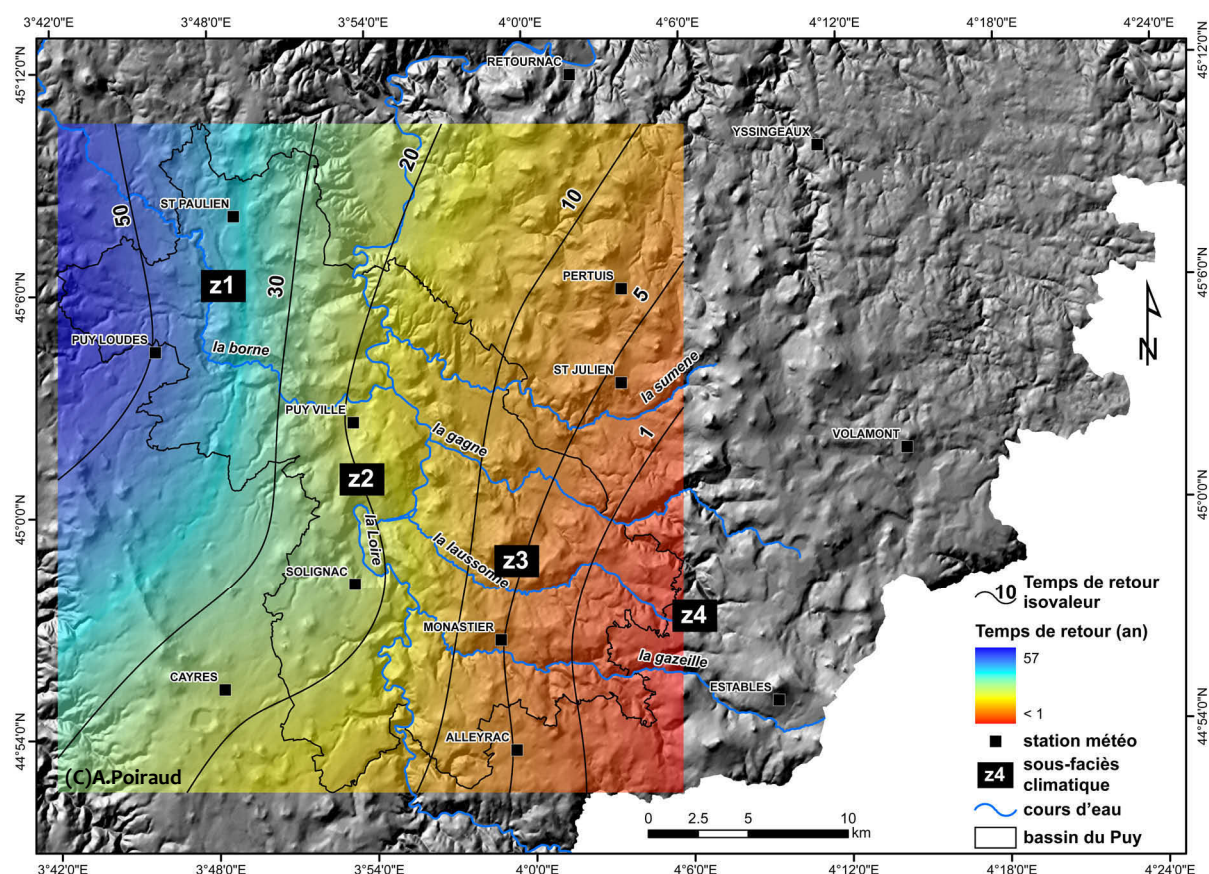


Figure 144 – Période de retour pour le débordement d'un épisode cévenol donnant des précipitations $> 120\text{mm}/48\text{h}$

5.4.2.3. Le rôle (probable) de la température (et de l'altitude...)

Nous n'avons que peu de données concernant la température (stations d'Alleyrac, Estables, Monastier, Solignac, Puy ville et Loudes, le Pertuis et Mazet-Volamont) et ces dernières sont journalières et incomplètes. Celles-ci sont néanmoins intéressantes pour la connaissance des alternances de gel-dégel favorables aux processus de solifluxion (Bertran *et al*, 2004).

Les températures moyennes journalières baissent logiquement avec l'altitude, de 10.7° à la station du Puy-en-Velay (620m) à 5.7° aux Estables (1486m), soit un gradient moyen de -0.59°/100m (fig.145.1).

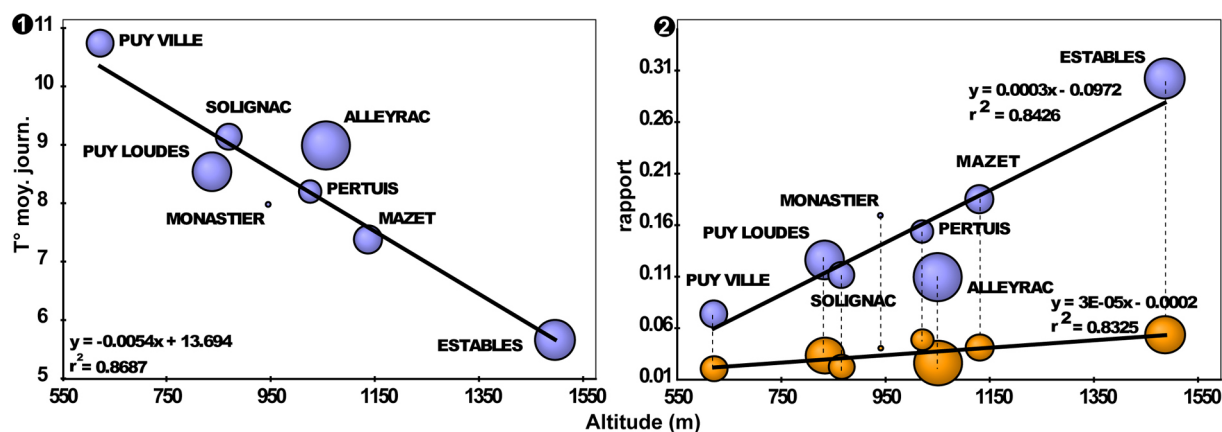


Figure 145 – Relation entre température, rapport +/- et gel/dégel avec l'altitude. 1) relation altitude/T° journalière moyenne. 2) les cercles bleus représentent le rapport $N_{\text{jour} \leq 0^\circ} / N_{\text{jour} > 0^\circ}$ et les cercles orange représentent la probabilité journalière d'alternance gel/dégel. La taille des cercles exprime le nombre de données utilisées avec 1139 pour le minimum (Monastier) et 12 053 pour le maximum (Alleyrac)

Le calcul du rapport entre le nombre de jour $> 0^\circ$ et le nombre de jour $\leq 0^\circ$ par an renseigne sur la probabilité fréquentielle journalière de gel (fig.145.2, cercles bleus). Celles-ci varient de 7% au centre du bassin à plus de 30% aux Estables, la région du Monastier avoisinant les 17%.

Enfin, le calcul du nombre de couples de jours soumis à une alternance de températures inférieures et supérieures à 0° permet de quantifier la probabilité fréquentielle journalière de gel/dégel, favorable à l'activation de phénomènes de solifluxion (fig.145.2, cercles orange). Cette probabilité varie de moins de 2% dans la région du Puy à plus de 5% aux Estables et presque 4% au Monastier. Dans tous les cas, ces variables sont fortement associées aux altitudes ($r^2 > 0.83$) pour la partie sud du bassin.

5.4.2.4. Le rôle de la fonte de neige

Aucun suivi spécifique n'a été mis en place pour capter le rôle de ce phénomène sur les glissements de terrain. Nous ne pouvons que relater l'événement de la première quinzaine de mai 2010 qui a connu des précipitations neigeuses équivalentes à plus de 50mm en quelques jours suivies d'une fonte très rapide (2 jours à peine). Les mouvements relevés sur le glissement du Cros de Brive y sont significatifs et ont été attribués à ce phénomène, mais sans plus d'apport d'informations.

5.5. Discussion et synthèse

Nous ne discuterons pas outre mesure les résultats obtenus, certains commentaires et interprétations ayant été faits lors de la présentation des résultats. Nous souhaitons juste rappeler ici

les principaux facteurs de contrôle et les replacer par rapport aux résultats trouvés par d'autres scientifiques de la communauté. Nous souhaitons également mettre en perspective ces résultats afin de dépasser l'approche analytique unifactorielle.

5.5.1. Discussion des facteurs principaux

5.5.1.1. Le facteur lithologique, le matériau

Il apparaît que les formations riches en smectite sont favorables à la plupart des glissements, notamment les formes de glissements à dominante viscoplastique. Ces résultats rejoignent ceux d'auteurs comme Yalcin (2007 ; 2011) ou Kaya (2009) et confirment les observations réalisées par les géologues sur les notices des cartes géologiques (Bouiller *et al.*, 1978 ; Girod *et al.*, 1979 ; Feybesse *et al.*, 1998). La smectite est particulièrement sensible à l'eau et gonfle, augmentant ainsi l'espace interfoliaire et abaissant la résistance structurelle du matériau. Cette donnée est importante car le taux d'argile seul n'est pas significatif pour les matériaux du bassin du Puy, les illites étant très riches en argile mais peu sensibles aux glissements. Ainsi, faut-il prendre en compte à la fois le taux d'argile mais également le type d'argile, lequel influence les paramètres géotechniques (Summa *et al.*, 2010 ; Tiwari & Ajmera, 2011).

Les glissements anciens ont largement nappé les versants de matériaux remaniés (formations superficielles de type A) dont les caractéristiques mécaniques résiduelles favorisent les instabilités actuelles (abaissement du φ' et maintien ou légère augmentation du c'). Des résultats similaires avaient été obtenus sur les marnes noires de Barcelonnette par Maquaire *et al.* (2003). La part de matériaux volcaniques dans la formation, au niveau des faciès externes, renseigne bien sur la nature de la formation superficielle, les formations glissées ayant un mélange intime avec le substrat tandis que les formations « colluviales » sont plutôt très riches en éléments volcaniques. Cette donnée est à l'heure actuelle inédite (nous n'avons pas trouvé de références portant sur cette caractéristique). La forte charge en éléments grossiers des formations « colluviales » et l'importante part de limon dans la texture rendent ce type de formation peu cohésif et avec un angle de frottement interne peu différent des formations glissées. Ces résultats sont en contradiction avec ceux de Wen *et al.* (2007) qui montrent l'augmentation du φ' avec l'augmentation du rapport éléments grossiers/fins. Il est difficile de donner une explication, mais nous pouvons avancer la possible influence de la part de matière organique dans ces formations même si cette relation reste en discussion dans la communauté (Summa *et al.*, 2010). En effet, malgré les capacités reconnues de consolidation physico-chimiques de la partie supérieure des sols par le complexe argilo-humique, le caractère hydrophobe des niveaux riches en matière organique peut entraîner une répartition différente des eaux au sein de la masse et favoriser l'humectation des particules argileuses (il y a « artificiellement » plus d'eau disponible pour les particules argileuses pour une même quantité initiale d'eau).

Les valeurs mécaniques trouvées sont en relative conformité avec la littérature technique locale et, pour le cas des matériaux remaniés, sont dans des gammes de φ' inférieures à celles trouvées pour les marnes noires alpines remaniées (Maquaire *et al.*, 2003).

5.5.1.2. Le facteur topographique

Il est plus délicat d'interpréter ce facteur étant donné l'imbrication de certaines variables entre elles ou avec les facteurs lithologiques.

L'altitude est certainement le facteur le plus intégrateur et le plus complexe à décrypter. Elle intègre la différenciation entre faciès géologiques internes et externes, les faciès internes étant plutôt cantonnés dans les parties basses du bassin (< 850m), les faciès externes, dans les parties hautes (> 850m). Elle exprime peut-être aussi les limites atteintes aujourd'hui par les vagues d'érosion

régressive consécutives à la réentaille des barrages volcaniques villafranchiens et au déblaiement des dépôts quaternaires qui atteignaient à peu près 800/850m d'altitude. Elle intègre également l'importance des processus gel/dégel au-delà de 1000m, comme il a été montré aux §5.3.2.1 et 5.4.2.2, et donc la propension à l'activation des processus géolifluaux et solifluaux affectant les formations superficielles meubles héritées des phases périglaciaires würmiennes et tardiglaciaires au sein de l'étage périglaciaire actif (Valadas, 1984 ; Etlicher, 1986). Ces résultats rejoignent les observations de Bout sur les processus périglaciaires encore actifs sur les reliefs élevés des bordures du bassin du Puy (Bout, 1974). Enfin, nous l'avons montré lors de l'analyse des épisodes cévenols, elle intègre, pour les parties méridionales et orientales du bassin, l'intensité des épisodes cévenols et leur période de retour. Il est difficile de se référer à des écrits tant ce paramètre et ce qu'il intègre est local. Pour l'heure, les résultats et les interprétations concernant cette variable restent inédits pour le bassin du Puy mais ne font que confirmer ce que d'autres auteurs avaient déjà suggéré (Defive *et al.*, 2005) ou démontré (Bout, 1974 ; Valadas, 1984 ; Etlicher, 1986) et le caractère intégrateur de cette variable.

Les orientations sont un facteur de contrôle important, mais semblent être l'expression d'autres variables difficiles à mettre à jour. Nous avons montré le lien existant entre orientation et épaisseur des formations superficielles. Les épaisseurs de formation sont plus importantes sur les versants NO à NE et les orientations d'un large quart SO tandis qu'elles le sont beaucoup moins pour les orientations E à S. Ces résultats rejoignent les synthèses de Bertran *et al.* (2004) pour l'hémisphère nord et nous pouvons y voir un effet climatique. Certaines orientations sont le simple fait d'un concours de circonstances entre une zone particulièrement instable du fait du substrat et des conditions de pentes et de l'axe de la vallée qui « gonflent » artificiellement le poids des orientations. Ceci est particulièrement vrai pour la basse vallée de la Laussonne où nous trouvons autant de glissements d'un côté ou de l'autre de la vallée (l'orientation ne semble donc pas être un facteur déterminant par rapport à la lithologie) ce qui amène à augmenter la fréquence de ces orientations. Par contre, l'orientation intègre le pendage des couches et donc, le sens des circulations souterraines et l'orientation des plans de glissements potentiels. Dans un contexte lithostructural de « mesas » ou plateaux basaltiques perméables « posés » sur un substrat sédimentaire plus ou moins imperméable, le sens du pendage du socle (qui contrôle le pendage des terrains sédimentaires) ainsi que la pente générale de la paléotopographie recouverte par les épanchements basaltiques guident indéniablement ces flux souterrains. L'exsurgence de ces flux se faisant le plus souvent aux ruptures topographiques (ligne de sources), l'orientation devient l'expression du pendage et de la paléotopographie. L'ajustement polynomial d'ordre 10 de la BD alti sur le bassin du Puy permet de constater nettement que les principales lignes de reliefs, guidant a priori les flux de surface et de profondeur, sont orientés NE (Devès), NO (Velay), O (Meygal) et SO (horst de Chaspinhac). La partie NO du bassin ne converge pas autant vers le centre ce qui limite les orientations préférentielles vers le SE. Ceci suggère une propension des flux à suivre cette gamme d'orientation (NE, NO, SO).

La pente est évidemment un facteur fondamental guidant les instabilités de versant. Globalement, les pentes favorables aux glissements couvrent une gamme allant de 7 à 37° pour les glissements contemporains. Les valeurs les plus communément rencontrées vont de 10 à 25°, se calant parfaitement avec les valeurs résiduelles de ϕ' des formations superficielles dérivées ou les valeurs basses des lithologies sensibles. Si l'on compare avec les glissements-coulées du bassin de Barcelonnette (fluage lent), les pentes d'équilibre sont ici inférieures. Cette question, pour être plus approfondie, nécessite des investigations mécaniques plus poussées, notamment la caractérisation des limites d'Atterberg, afin de bien prendre en compte la rhéologie de ces matériaux dès lors qu'ils sont proches de la saturation. C'est une des limites de la présente thèse.

L'altitude normalisée et l'altitude standardisée sont des variables qui n'apparaissent pas dans la littérature sur les glissements. Elles sont plutôt utilisées en morphométrie (Niculita, 2011) ou pour l'étude de l'érosion des sols (Conrad *et al.*, 2006 ; Böhner & Selige, _). De fait, nous ne pouvons pas

comparer nos résultats avec d'autres références. L'altitude normalisée est bien corrélée avec la présence des glissements contemporains et montre clairement le rôle de la connexion du bas de versant avec le réseau fluvial, lieu privilégié d'instabilité par sapement basal et augmentation de la pente. L'altitude standardisée discrimine bien les glissements entre eux avec la plupart des glissements anciens situés au-dessus de 750m standard et les glissements contemporains en dessous. Cette variable n'a pas beaucoup de sens sur le plateau du Devès où elle n'exprime que la différence de relief et la présence de cône de scories. Par contre, pour la partie vellave, elle prend tout son sens et exprime nettement les reliefs résiduels, épargnés par l'érosion (échines, plateau, panneau de socle dégradé, appareil volcanique déchaussé, etc.). Le seuil de 750m y fait parfaitement ressortir toutes ces formes et révèle de fait la lithostructure et les surfaces plus ou moins conservées. Pour cette partie vellave, cette variable représente très bien le travail de l'érosion et les zones qui y sont soumises actuellement.

Les variables TPI et courbure du versant (COURB) représentent les formes de terrain (concavités, convexités et plans à différentes échelles). Dans la littérature, les formes complexes (concavités, convexités, discontinuités) sont souvent sujettes à instabilité par l'augmentation de la pente locale favorisant les départs (convexité) ou l'accumulation des eaux de surface (concavité) (Fernandes *et al.*, 2004 ; Guadagno *et al.*, 2005). Cependant Ohlmacher (2007), dans les Appalaches, montre que ce sont les versants plans qui sont les plus favorables aux *earthflows* et *earthslides* dans des terrains argileux. L'auteur explique que les formes concaves produisent une convergence des forces, à la manière d'une voûte, ce qui crée une pression générale stabilisant l'ensemble. Néanmoins, ces observations ne sont pas la majorité et le jeu des forces, à ces échelles de terrain, s'applique sur la masse en profondeur, non sur la pellicule de sol. Nos résultats rejoignent plutôt les observations majoritaires, avec des situations favorables plutôt en situation de concavité ou de convexité qu'en versants plans.

Les variables d'état hydrique de surface issues de la topographie (convergence, IDPR et TWI) vont dans le même sens, les conditions de saturation potentielle étant favorables aux glissements. Ces variables ont été utilisées avec succès par Grandjean *et al.* (2009) pour la modélisation des glissements en Guadeloupe en intégrant les variables TWI (écoulement de surface) et IDPR (infiltration) en un Indice d'Humidité Qualitatif (IHQ) composé de la somme des deux précédents indices pondérés par un facteur déterminé de manière experte. Ercanoglu (2005), en Turquie, sur des glissements rotationnels dans des flyschs altérés, montre que 70% des pixels affectés par un glissement ont des valeurs de TWI > 15 (soit > 0.6 en valeur normalisée). Yilmaz (2009), en Turquie également, dans le bassin de Kazova, trouve une nette augmentation de la fréquence des glissements dans des contextes de stagnation d'eau de surface (TWI > 4, soit un TWI normalisé > 0.3, la valeur augmentant par la suite). Les résultats propres au bassin du Puy sont globalement conformes à ce qui peut se trouver ailleurs avec une prépondérance des glissements dans les zones de TWI élevé et d'infiltration préférentielle.

La distance normalisée est également peu utilisée dans la littérature portant sur les glissements de terrain. Dans le cas du bassin du Puy, la majorité des glissements contemporains se situe entre 0.4 et 0.55 sont « connectés » au réseau fluvial. Ces résultats peuvent être interprétés relativement aux modalités d'ajustement au niveau de base constitué par le horst de Chapinhac (l'exutoire du bassin du Puy). Les valeurs < 0.4 correspondent aux zones déjà ajustées tandis que les valeurs > 0.6 correspondent aux zones peu touchées par la vague d'érosion régressive résultant de ce nouveau niveau de base acquis après la crise « villafranchienne » soit 1Ma (maximum de glissements anciens). Le maximum d'instabilité se situant entre 0.4 et 0.6, cette zone pourrait être celle subissant actuellement le maximum d'ajustement (**fig.146**). Le facteur de contrôle exprimé par cette variable serait donc la dynamique d'ajustement par rapport au niveau de base post-villafranchien situé à l'entrée du horst de Chaspinhac. (Defive, 1996 ; Defive *et al.*, 2005). Le cas de la Gazeille sort par contre de cette interprétation, son évolution récente étant dépendante du niveau de base local

formé par sa confluence avec la Loire au niveau de Collandre (voir ch.6). Côté Devès, cette zone de 0.4/0.55 correspond à la présence de tous les « ravins » (Ceyssac, Dolaizon, le Riou) et la partie aval et moyenne de la Borne. Côté Velay, cette zone couvre la Laussonne aval et moyenne et la Gagne jusqu'à sa confluence avec l'Aubépin. Ces secteurs sont les plus actifs, pour des raisons lithologiques d'une part, mais certainement aussi parce qu'ils sont en phase de réajustement. Cette zone de 0.4/0.6 possède d'ailleurs plus de surface avec des pentes comprises entre 9 et 15° (valeurs de pente sensibles) que les zones ayant une distance normalisée entre 0 et 0.4 ou 0.6 et 1.

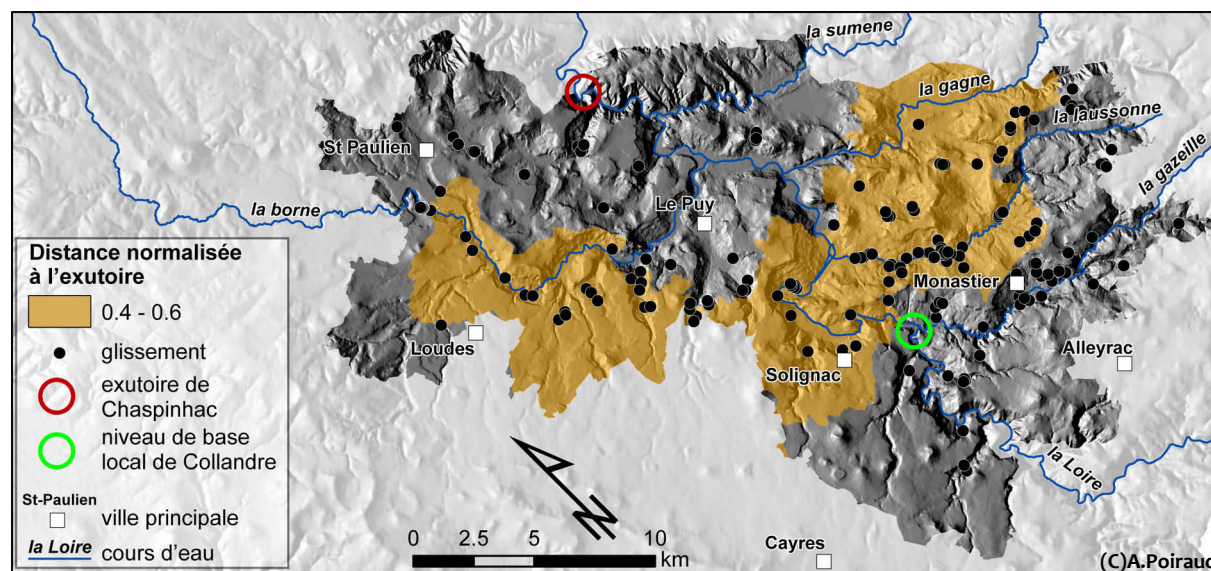


Figure 146 – Position actuelle probable de la vague d'érosion régressive consécutive aux réentailles des barrages volcaniques plio-pléistocènes de Marnhac et de Chaspinhac et exprimée par une distance normalisée à l'exutoire de Chaspinhac comprise entre 0.4 et 0.6

Les variables de distance et dénivelée aux réseaux hydrographiques pérennes et théoriques renseignent directement sur les états de connectivité entre le versant (dynamique transversale) et les cours d'eau (dynamique longitudinale). Cette variable, souvent utilisée sous sa forme plus triviale par l'application d'une zone tampon (ou buffer) au réseau hydrographique, donne des résultats contrastés. He & Beighley (2007), dans le sud de la Californie, utilisent cette distance aux cours d'eau afin de quantifier l'effet de l'érosion régressive sur les densités de glissements. Ils observent que ces densités ont tendance à augmenter avec la distance, le maximum obtenu étant à plus de 2km des réseaux. L'explication réside dans le fait qu'il s'agit essentiellement de glissements induits par des pluies d'orage intenses et que la pente, la couverture végétale et la probabilité d'orage violent influent nettement plus que la proximité des cours d'eau. À l'inverse, Mathew *et al.* (2007), en Inde, dans le bassin versant du Bhagirathi, observent une nette augmentation de la fréquence de glissements à proximité des axes de drainage (< 75m). En Corée, dans la province de Gangneung, Lee (2007) trouve une concentration importante de glissements pour des distances inférieures à 400m des cours d'eau, mais avec d'importantes variations entre 0 et 400m. Nous pourrions multiplier les exemples et voir combien la variabilité de ce facteur est grande. Cette notion de connectivité au réseau hydrographique possède une certaine universalité, toutes choses étant égales par ailleurs. Ceci revient à dire que ce facteur peut être masqué voire occulté par des facteurs de contrôle plus importants et que chaque zone d'étude reste unique. Pour le bassin du Puy, elle influe diversement sur les glissements contemporains tandis que les glissements anciens en sont déconnectés.

5.5.1.3. L'occupation du sol

L'occupation du sol est l'expression des interactions entre facteurs naturels et action de l'homme. Comme expliqué dans le §5.3.2.5, les zones urbaines sont à interpréter prudemment du fait des antagonismes existants (effacement des formes, terrassement, etc.) et de la moindre accessibilité lors des prospections. Nous avons également souligné les interactions possibles entre lithologie, pente et occupation du sol rendant inopérante toute tentative d'interprétation. En effet, alors qu'il est communément admis que le couvert forestier tend à stabiliser les pentes jusqu'à un certain niveau de capital sur pied (Vanacker *et al.*, 2003 ; Bathurst *et al.*, 2010 ; Turner *et al.*, 2010), nos résultats sont plus contrastés du fait d'une présence de la forêt dans des conditions topographiques favorables aux glissements (défavorables aux activités humaines) ou sur les dépôts des glissements anciens (zones délaissées par l'homme). Ce facteur, à notre stade de connaissance, reste trop complexe à interpréter.

5.5.1.4. Les facteurs dynamiques

Le facteur sismique est considéré comme pas influent dans le bassin du Puy.

Par contre, le facteur climatique est indéniablement un moteur fondamental des glissements de terrain dans le bassin du Puy. Nous avons montré l'importance des épisodes cévenols dans l'initiation de glissements superficiels et la réactivation de glissements lents, notamment pour des événements supérieurs à 150mm/48h. Ces résultats rejoignent de nombreuses études portant sur le contrôle des glissements par les événements pluviométriques (Corominas & Moya, 1999 ; Flageollet *et al.*, 1999 ; Glade *et al.*, 2000 ; Godt *et al.*, 2006 ; Dahal & Hasegawa, 2008 ; Turner *et al.*, 2010). Le cas du bassin de Barcelonnette est intéressant du fait des influences méditerranéennes qui composent le patron climatique de la région et de la similitude du dispositif morphostructurale. Flageollet *et al.* (1999) distinguent 3 types de situations climatiques :

- *pluies intenses sur une courte période* – ces événements sont à l'origine d'instabilités dont les seuils ont été fixés à 160-200mm/24h pour les *debris-flow* et glissements superficiels.
- *cumul de pluie sur une période de durée variée avec glissements* – les mois totalisant plus de 90mm de pluies et avec une période de 10 jours de pluie totalisant plus de 50-60mm sont favorables aux glissements et aux réactivations.
- *cumul de pluie sur une période variée sans seuils apparent* – les variations annuelles ou les cycles d'années pluvieuses ou sèches ne présentent pas de corrélation étroite avec les glissements.

À l'instar des résultats de Barcelonnette, les corrélations annuelles ou pluri-annuelles avec les glissements sont délicates sauf lorsque les cycles pluvieux sont associés à une recrudescence d'épisodes cévenols (cas de la décennie 90). L'influence des événements pluvieux longs n'a pu être mise en évidence et nécessiterait de poursuivre les suivis cinétiques. Par contre, les seuils établis sur le bassin du Puy pour les événements intenses sont nettement plus bas que ceux trouvés pour Barcelonnette. Nous y voyons une plus grande sensibilité du système géomorphologique, notamment des formations superficielles dont les caractéristiques mécaniques résiduelles sont inférieures à celles des marnes noires remaniées.

Concernant l'effet des températures, notamment sur les processus gélifluidaux, nous renvoyons à la discussion sur la variable altitude.

5.5.2. Mise en perspective

Les interactions entre facteurs sont évidemment importantes car elles modifient la géométrie des seuils trouvés avec l'analyse univariée. La complexité des relations reste cependant un frein à

l'analyse et implique des investigations plus approfondies que nous n'avons pas pu mener pleinement lors de cette thèse.

L'exemple des relations entre la pente et la lithologie ou les formations superficielles est de ce point de vue instructif. En effet, les valeurs générales de pente favorables à l'instabilité (10 à 25° de manière générale) sont très variables en fonction des lithologies. Une AFC (Analyse Factorielle des Correspondances) réalisée sur le tableau de contingence croisant, pour l'ensemble des glissements, les lithologies avec les valeurs de pente montre nettement une migration des lithologies en fonction des valeurs de pente (**fig.147**).

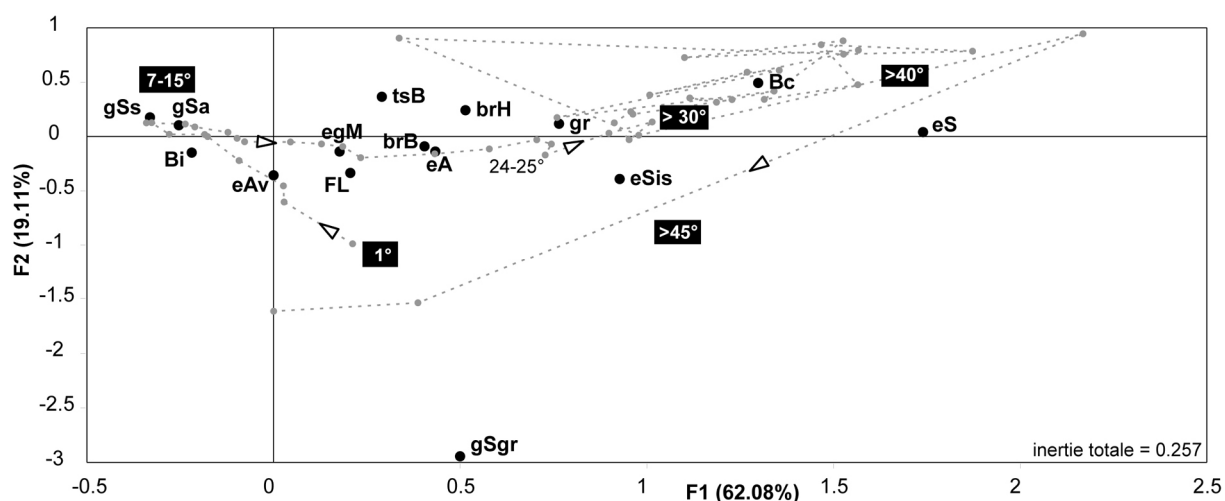


Figure 147 – Analyse Factorielle des Correspondances entre la lithologie et les valeurs de pente pour la population de glissements du bassin du Puy

Les pentes les plus favorables aux glissements sur lithologies de type Sables de la Laussonne tendent vers 7 à 15° tandis qu'elles sont plus élevées sur les marnes de Ronzon (17-20°). Dès lors que les glissements affectent des lithologies riches en sables grossiers (sables indifférenciés) ou des lithologies cristallines, les pentes affectées tendent à s'étaler vers des valeurs supérieures à 30 voire 40°. Cet état de fait provient bien entendu des propriétés mécaniques des matériaux considérés, mais également des contextes morphologiques dans lesquelles affleurent ces formations. Alors que les propriétés mécaniques des Sables de la Laussonne et des marnes de Ronzon sont très proches, les tranches de valeurs de pente favorables aux instabilités sont légèrement différentes, plus élevées dans le cas des marnes de Ronzon. Nous n'y voyons pas forcément une explication géotechnique mais plus le fait que la basse partie de la vallée de la Laussonne (affleurements de marnes de Ronzon et nombreuses instabilités) soit plus pentue que sa section moyenne (affleurements de Sables de la Laussonne).

L'existence d'une zone de forte densité de glissement entre une distance normalisée à l'exutoire de 0.4 et de 0.6 révèle également tout un jeu d'interaction de facteurs. En effet, cette zone est en adéquation avec les altitudes inférieures à 820m, ancienne altitude des barrages volcaniques de Marnhac et Chaspinhac (Plio-pléistocène). La coïncidence est en cohérence avec l'explication d'un réajustement au nouveau niveau de base à l'exutoire. Cette zone coïncide également aux affleurements des matériaux sensibles (formations quaternaires côté Devès, passage latéral entre marnes de Ronzon et Sables de la Laussonne côté Velay). Il est plus difficile de relier ce fait à l'avancée de la vague d'érosion régressive qui ne fait que mettre à jour les lithologies existantes (même si certaines lithologies sont plus favorables au recul de cette vague d'érosion). Cette conjonction présente est donc le fait d'un certain hasard (il n'en serait pas de même dans 1Ma où la vague d'érosion pourrait atteindre le socle, changeant de fait les conditions géomorphologiques). La

forte densité de glissements dans la partie aval de la vallée de la Laussonne, liée aux facteurs précédents, a pour conséquence de « gonfler » la part des orientations NE et SO. Pourtant, dans ce cas, ces orientations sont plus une conséquence d'un dispositif structural (orientation générale des structures NO/SE) qu'un facteur de contrôle.

L'hydrogéologie, dans ces contextes lithostratigraphiques, est un facteur certainement primordial dans le déclenchement des grands glissements anciens de type complexe de corniche. La « porosité », au sens hydrogéologique du terme, des plateaux basaltiques fait des ces structures de véritables réservoirs dont les circulations et les dynamiques hydrologiques sont encore peu connues. L'imbibition probable et profonde des formations sédimentaires sous-jacentes, couplée au poids des masses basaltiques, joue certainement un rôle clé dans l'initiation de ces grands glissements. Malheureusement, nous ne pouvons qu'avancer ces hypothèses sans pouvoir les démontrer faute de données sur la question.

Conclusions du Chapitre 5

Un conséquent travail d'acquisition des données nécessaires à l'analyse a permis de constituer une base de données environnementales géolocalisées jusqu'à lors inédite sur le bassin du Puy. Cette base est le fruit d'un long travail de terrain (cartographie de la géologie et des formations superficielles) et de digitalisation (acquisition d'un semis de point pour la réalisation d'un MNT) qui a mobilisé une grande partie du temps de thèse.

En lien avec la finalisation de la carte géologique au 1/50 000 du Monastier, le travail de caractérisation des formations géologiques et des formations superficielles est venu d'une part compléter les quelques travaux existants et d'autre part apporter des données nouvelles, notamment sur la connaissance des formations superficielles. Les indicateurs granulométriques et pétrographiques comme les sables fins et les éléments de quartz mélangés aux « billes basaltiques » permettent de différencier notamment les formations remaniées par glissements des formations superficielles périglaciaires ou post-périglaciaires riches en limons et matériel volcanique et mettant en jeu des processus gravitaires autres. Les faibles caractéristiques mécaniques résiduelles de ces formations remaniées éclairent quant à leur rôle fondamental dans la localisation des glissements. Cette synthèse géologique a également montré la faiblesse mécanique des Sables de la Laussonne et des marnes de Ronzon et l'existence d'un continuum granulométrique et mécanique le long de la vallée de la Laussonne, connectant les faciès internes argileux et/ou illitiques du bassin du Puy avec les faciès sableux et grossiers des bordures externes. La présence de montmorillonite semble être favorable à l'augmentation de la sensibilité des formations aux glissements. Ce travail de caractérisation sédimentologique, mécanique et minéralogique reste évidemment imparfait et surtout incomplet, mais ouvre une voie de recherche future incontournable afin d'approfondir la connaissance des matériaux du bassin du Puy et permettre de tester des modèles déterministes de stabilité.

Les analyses facteur par facteur ont permis de fixer des seuils, par type de glissement et pour chaque facteur de contrôle. Les variables classiques (pente, orientation, courbure) sont très discriminantes et les seuils sont variables en fonction des types de glissements. Les glissements avec rupture touchent des gradients de pente plus élevés que les phénomènes solifluidaux ou de fluage par exemple. D'autres facteurs sont également très discriminants et explicatifs, mais intègrent plus d'éléments et sont plus complexes à interpréter. C'est le cas de l'altitude qui intègre à la fois des considérations climatiques (température, précipitations accumulées), lithostratigraphiques (plateaux volcaniques aux altitudes élevées et structures volcaniques déchaussées isolées dans les formations sédimentaires aux altitudes basses) ou géomorphologiques (front d'érosion actuel). Avec cet exemple, nous touchons aux limites de l'approche unifactorielle, précise pour chaque facteur, mais qui implique d'avoir du recul pour mettre en perspective l'ensemble des facteurs et essayer de mettre en évidence les interactions possibles. Les interactions entre la lithologie et la pente sont un exemple de la variation possible des seuils d'un facteur en fonction d'un autre facteur. C'est pourquoi de nombreuses précautions ont été prises dans l'interprétation de chaque facteur.

L'analyse des facteurs dynamiques permet de tirer 2 conclusions fortes :

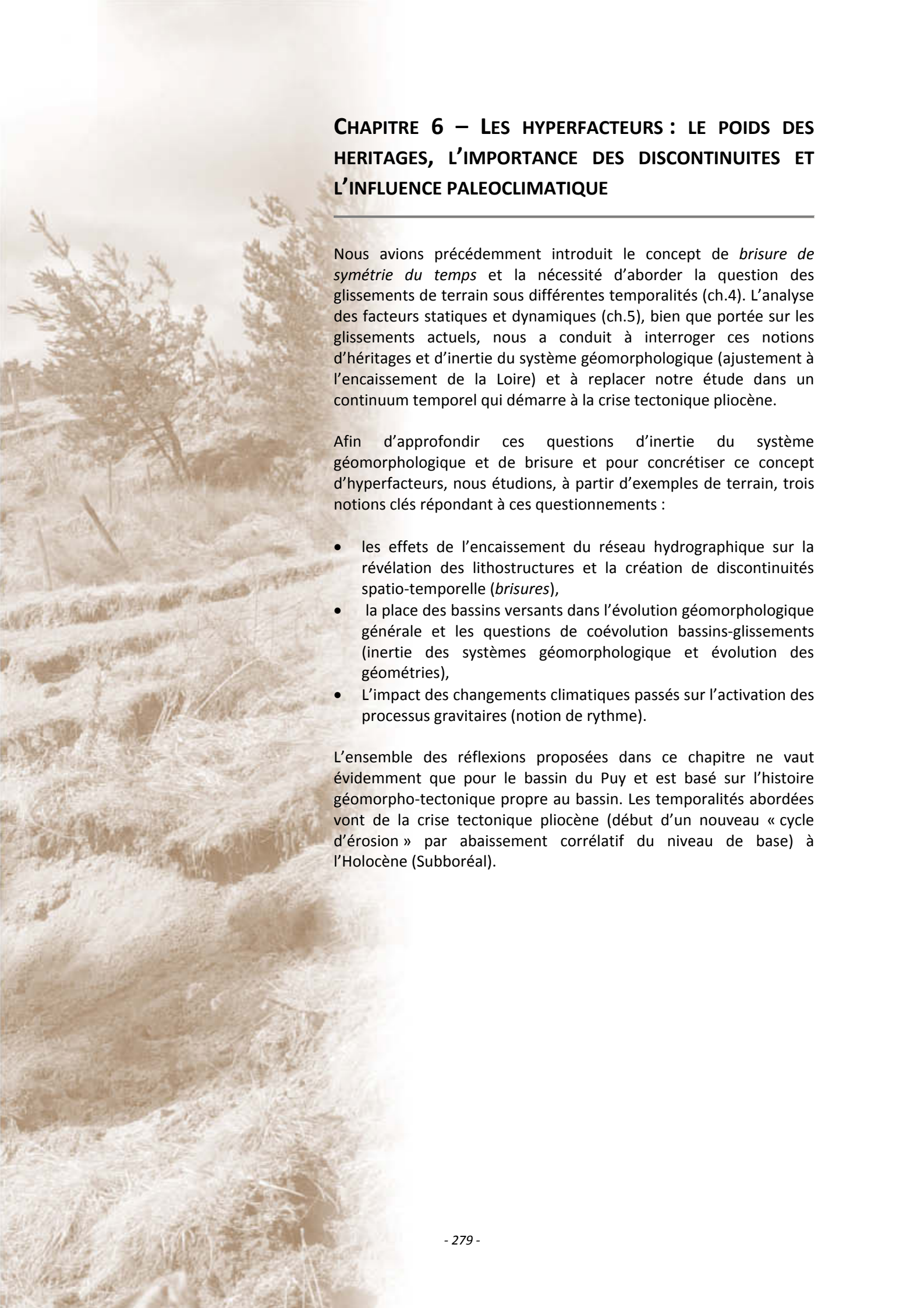
- la sismicité n'est pas un facteur contrôlant l'initiation des glissements dans le bassin du Puy,
- les épisodes cévenols de plus de 120mm/48h sont morphogènes et jouent un rôle majeur dans l'initiation des glissements actuels.

Des questions restent cependant en suspens, notamment les seuils de précipitation favorables aux réactivations des processus de fluage et l'influence de la structure des pluies sur le contrôle des dynamiques de glissements (pluies longues ?).

Finalement, les apports dans la connaissance des facteurs favorables et moteurs par type de glissement sont importants avec une synthèse (**fig.136**) utile pour un travail de cartographie expert de la susceptibilité ainsi que des seuils pluviométriques et des estimations de temps de retour (**fig.143** et **144**) applicables en l'état (ch.8).

Cependant, nous ne nous leurrions pas sur ces apports et restons modeste face à la complexité des interactions entre facteurs et processus actuels ainsi que sur la part d'héritages et d'inertie du système géomorphologique qui influencent les dynamiques gravitaires actuelles. Nous sommes conscient des manques sur la connaissance des processus actuels (limites d'Atterberg, études hydrogéologiques, analyses multifactorielles des facteurs, caractérisations plus approfondies des faciès sédimentaires et des formations superficielles, etc.) et les considérons comme autant de voies de recherches à explorer afin d'affiner cette première approche.

L'analyse des facteurs intégrateurs (altitude, distance normalisée à l'exutoire) nous a amené à questionner le « temps long » et à toucher cette complexité des héritages et de l'inertie géomorphologique. Ces questionnements posés dans ce chapitre 5 introduisent naturellement le chapitre suivant qui tente d'apporter quelques éléments de réponse à cette problématique du temps long et des rapports entre le relief et ces formes « superficielles » que sont les glissements de terrain.



CHAPITRE 6 – LES HYPERFACTEURS : LE POIDS DES HERITAGES, L'IMPORTANCE DES DISCONTINUITES ET L'INFLUENCE PALEOCLIMATIQUE

Nous avons précédemment introduit le concept de *brisure de symétrie du temps* et la nécessité d'aborder la question des glissements de terrain sous différentes temporalités (ch.4). L'analyse des facteurs statiques et dynamiques (ch.5), bien que portée sur les glissements actuels, nous a conduit à interroger ces notions d'héritages et d'inertie du système géomorphologique (ajustement à l'encaissement de la Loire) et à replacer notre étude dans un continuum temporel qui démarre à la crise tectonique pliocène.

Afin d'approfondir ces questions d'inertie du système géomorphologique et de brisure et pour concrétiser ce concept d'hyperfacteurs, nous étudions, à partir d'exemples de terrain, trois notions clés répondant à ces questionnements :

- les effets de l'encaissement du réseau hydrographique sur la révélation des lithostructures et la création de discontinuités spatio-temporelle (*brisures*),
- la place des bassins versants dans l'évolution géomorphologique générale et les questions de coévolution bassins-glissements (inertie des systèmes géomorphologique et évolution des géométries),
- L'impact des changements climatiques passés sur l'activation des processus gravitaires (notion de rythme).

L'ensemble des réflexions proposées dans ce chapitre ne vaut évidemment que pour le bassin du Puy et est basé sur l'histoire géomorpho-tectonique propre au bassin. Les temporalités abordées vont de la crise tectonique pliocène (début d'un nouveau « cycle d'érosion » par abaissement corrélatif du niveau de base) à l'Holocène (Subboréal).

6.1. Encaissement et discontinuités : le cas des *knickpoints*

Les *knickpoints* sont classiquement entendus en géomorphologie comme une rupture de pente. Celle-ci peut se situer à la base d'un inselberg, reliant ce dernier à la surface pédimentaire qu'il domine (on utilise alors plutôt le terme de *knick*). On peut également considérer les ruptures de pente affectant les profils longitudinaux des rivières, celles-ci marquant alors soit des hétérogénéités lithostructurales, soit la limite des vagues d'érosion régressive, etc. (on parle alors plus facilement de *knickpoint*). Dans cette partie, nous discuterons plutôt des ruptures affectant les profils longitudinaux de cours d'eau et de celles, un peu plus particulières, affectant la base de longs versants.

L'ensemble des éléments constituant cette partie est issu de l'article « *Knickpoints from watershed scale to hillslope scale: a key to landslide control and geomorphological resilience* » paraissant dans la revue *Zeitschrift für Geomorphologie* qui publiera en 2012 un numéro spécial intitulé « *Hillslope processes in space and time* », édité par B. Damm, B. Terhorst et H. Thiemeyer (Poiraud, *in press*). Nous ne renverrons donc pas systématiquement à cette référence. Les figures en anglais sont celles de l'article, légèrement modifiées.

La **figure 148** replace les cas étudiés dans cette partie (2 bassins versants et 2 versants) dans le contexte général du bassin du Puy et en comparaison avec les densités de glissements constatées.

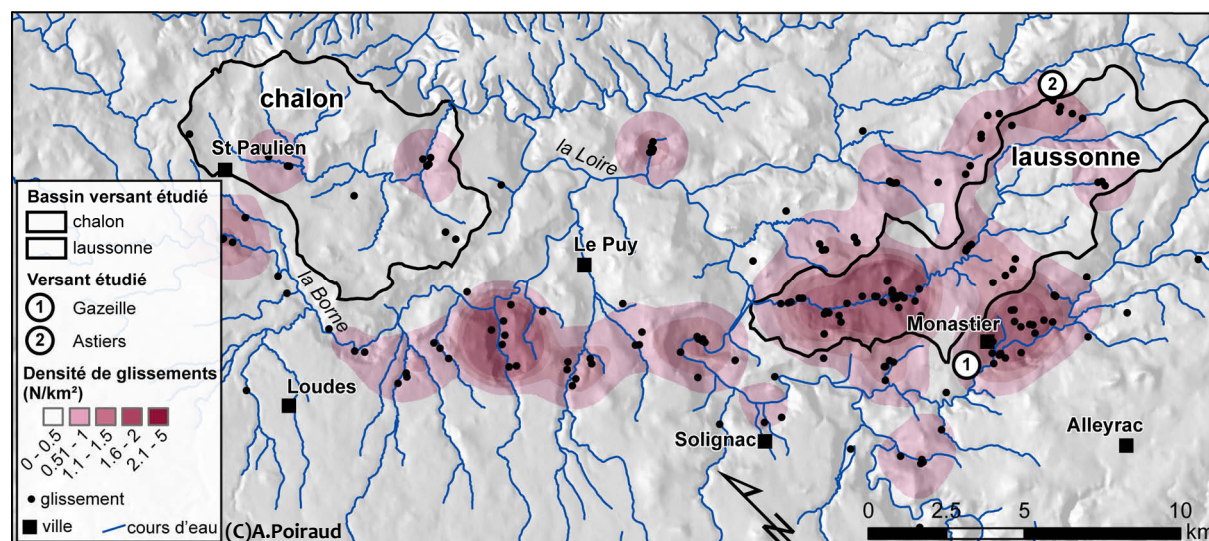


Figure 148 – Localisation des sites étudiés dans le bassin du Puy et densité de glissements calculée

6.1.1. Les *knickpoints* à l'échelle des bassins versants (profils longitudinaux)

Nous avons basé notre démonstration sur l'exemple de 2 bassins versants situés l'un sur le massif du Devès (bassin de Chalon) et l'autre sur le massif du Velay (**fig.148**). Le choix a été guidé par la différence importante de densité de glissements et par le positionnement des exutoires de chacun des bassins, celui de la Laussonne étant connecté directement à la Loire, tandis que celui de Chalon est situé en contrebas d'une gorge incisant vigoureusement le socle.

6.1.1.1. Le bassin versant de Chalon

Le bassin couvre une surface de 45.53km² avec une altitude maximale de 1069m au sommet du cône strombolien formant le Mt Courant et une altitude minimale à la confluence avec la Loire de 576m. Ce bassin constitue l'extension nord-ouest du bassin du Puy, a été recouvert par une chape

basaltique récente au Pliocène et au Pléistocène et a connu de nombreux épisodes phréatomagmatiques et hydromagmatiques comme l'atteste la présence de 3 maars et d'édifices hyaloclastiques (**fig.149**). Le relief d'ensemble est plutôt monotone avec des plateaux culminant à 800 et 950m, séparés par de larges vallées peu profondes aux versants occidentaux amplement concaves et aux versants orientaux plus abrupts.

Les formes d'érosion sont essentiellement composées de glacis topographiques (pente < 10°). Les versants situés en rive droite du Chalon sont surtout soumis à une érosion aréolaire, en nappe, tandis que les versants de rive gauche, plus pentus, sont lézardés de petits *badlands* développés à la faveur des affleurements d'Illite éo-oligocène. Ces formes d'ensemble amples et basses sont proches de celles caractérisant un relief mature (Davis, 1899 ; Strahler, 1952b ; Schumm, 1956).

Afin de quantifier le degré de maturité des différentes parties du bassin et de les comparer avec la densité de glissements de terrain, nous avons utilisé une dérivée de l'intégrale hypsométrique de Strahler simplifiée en indice d'élévation E et développée par Singh *et al.* (2008), avec (20) :

$$E = \frac{Alt_{moy} - Alt_{min}}{Alt_{max} - Alt_{min}} \quad (20)$$

Cet indice varie de 1 (bassin versant non érodé, cube de roche parfait) à 0 (pénéplaine parfaite, terme ultime du cycle d'érosion).

Les glissements affectant le bassin sont pour la plupart actifs, de type solifluxion/fluage ou glissement translationnel. Une ancienne avalanche rocheuse est inventoriée au niveau du neck de Flayac (neck palagonitique). Les glissements sont essentiellement concentrés dans les sections aval du bassin versant, à savoir les sections de Chanceaux et Blanzac (**fig.150**).

Le profil longitudinal du cours d'eau est marqué par 4 *knickpoints* majeurs (**fig.150.1**).

Le premier (*knickpoint* 1), situé tout en amont, sépare les 2 sections St-Paulien et Azanières et est lié à une faille. Il s'agit très vraisemblablement d'un escarpement de faille direct ou d'un escarpement de ligne de faille, mais avec assez peu de recul. Les 2 profils définissent 2 plans $S1$ et $S1'$ rigoureusement parallèles et étagés d'une petite vingtaine de mètres. Ces 2 plans ont une pente quasiment nulle et s'ajustent sur les niveaux de base locaux constitués par la partie amont des *knickpoints* et correspondant au sommet des remplissages plio-quaternaires (Defive, 1996). Les 2 sections sont faiblement pentues ($\approx 6.5^\circ$) et leur relief assez peu différencié (écart-type de 4.4° et 4.7° respectivement). L'indice E est faible, 0.3 pour la section de St-Paulien et 0.33 pour celle d'Azanières, rapprochant les 2 sous-bassins de la catégorie de reliefs matures définie par Strahler (1952b). Le décalage des altitudes des coulées entre rive gauche et rive droite est due à un pendage du socle de 6 à 8° vers l'OSO. La topographie antérieure au recouvrement par les laves semble assez peu différenciée, suivant grossièrement la pente générale du socle vers le SO (7° vers l'OSO et 1 à 2° vers le sud). Dans cette configuration, l'incision postérieure, pléistocène, ne dépasse pas 70m en moyenne contre près du double (150m) dans le thalweg de la Loire (Defive, 1996). Le relief actuel semble donc se rapprocher de celui qui pouvait exister antérieurement au recouvrement par les laves du Devès. En tout cas, il est assez peu retouché par l'érosion pléistocène. L'indice E exprime donc l'état d'un relief « hérité » doucement repris par l'érosion récente. Cette configuration topographique couplée à la lithologie illitique confirme la faible susceptibilité des versants de ces 2 unités à glisser. Un seul glissement récent y est recensé, développé à la faveur d'un affleurement de Sables Rouges Inférieurs situé sur l'escarpement de faille séparant les unités de St-Paulien et d'Azanières.

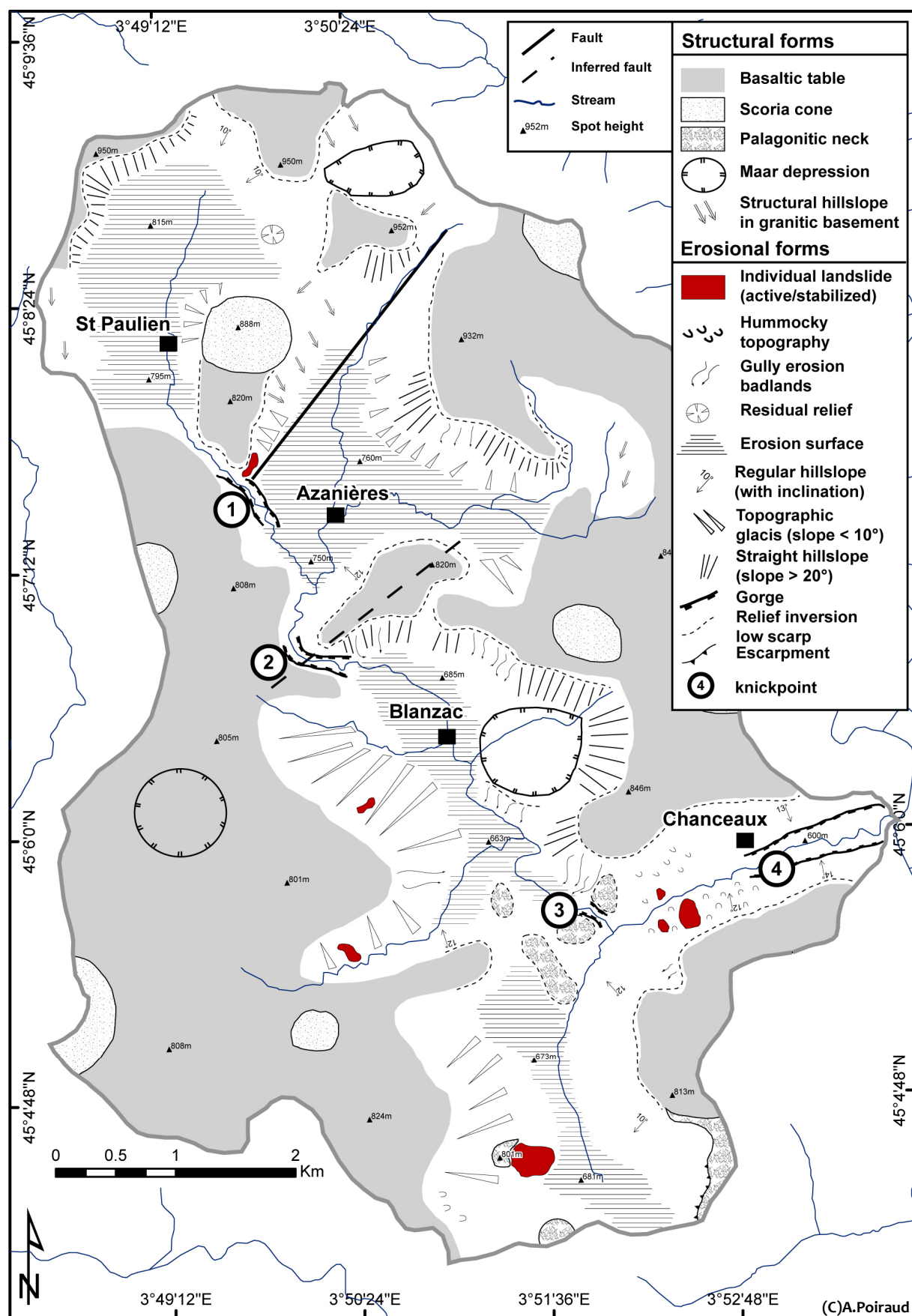


Figure 149 – Carte géomorphologique du bassin versant de Chalon

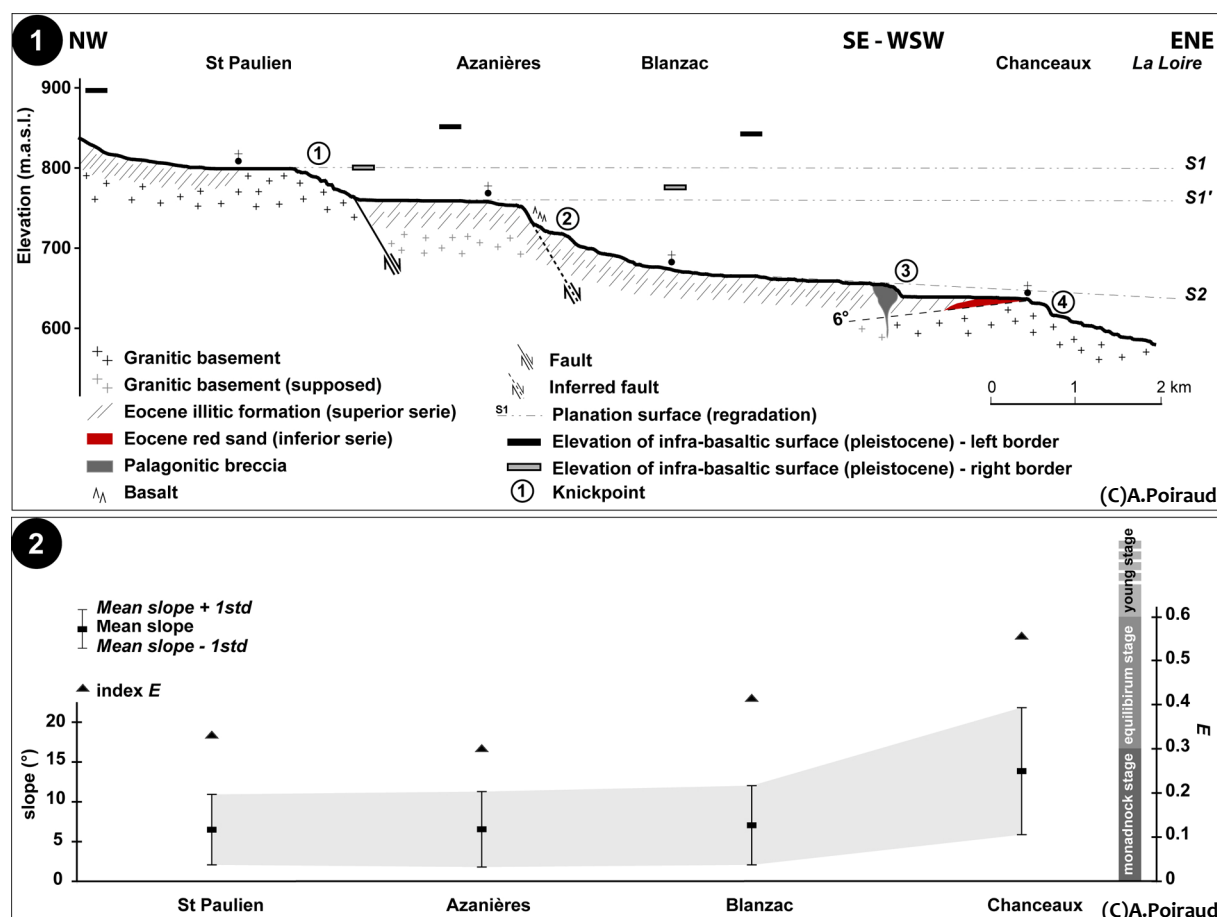


Figure 150 – Profils longitudinaux et maturité des sous-bassins. 1) profil en long et *knickpoints* du ruisseau du Chalon avec les altitudes atteintes par la base des plateaux sommitaux, 2) Indice E des 4 sous-bassins et distribution des pentes

Le second *knickpoint* (*knickpoint 2*) sépare les unités d’Azanières et Blanzac. Son origine est incertaine, soit liée à une faille, soit liée à un barrage basaltique. La seconde hypothèse est moins crédible du fait de la différence d’âge entre les 2 lambeaux de coulée présents de part et d’autre de la petite gorge qu’emprunte le Chalon. De plus, le substrat illitique présent ici suggère l’existence d’une faille pouvant expliquer un tel escarpement dans un même matériau. Les profils du Chalon à Azanières (S1’) et à Blanzac (S2) ne sont pas parallèles, signifiant soit un basculement tectonique d’une même surface d’érosion (peu probable car ces profils se sont ajustés au pléistocène, période de plus faible activité tectonique localement), soit l’élaboration de 2 surfaces s’ajustant à des niveaux de base différents et à différents stades d’évolution (hypothèse la plus probable). La section de Blanzac a une pente moyenne plus élevée que la section d’Azanières (7°) et un relief un peu plus différencié (écart-type de 5°). La valeur calculée de l’indice E est égale à 0.41, soit dans la gamme des reliefs en équilibre. L’énergie de relief est plus importante dans cette section, la base des laves de rive gauche culminant à 200m au-dessus du thalweg principal ce qui explique les versants abrupts à l’est (> 20°) et soumis à d’intenses ravinements dans les illites. Les glissements inventoriés sont superficiels et liés à la reprise de formations superficielles de versant mélangées aux argiles quaternaires. Ces remblaiements situés sous les laves pléistocènes sont les témoins des dépôts liés à la formation du premier barrage volcanique plio-pléistocène au niveau du horst de Chaspinhac et fixent le niveau de la surface antérieure à la reprise d’érosion pléistocène. L’évidement quasi complet des sédiments quaternaires renseigne sur la plus grande part de l’érosion pléistocène dans cette partie du bassin.

La troisième rupture (*knickpoint 3*) sépare la section médiane de Blanzac de celle, aval, de Chanceaux. La discontinuité est ici clairement volcanique avec l’existence d’un appareil intrusif

palagonitique créant un « point dur » venu perturber le profil du Chalon. La section de Chanceaux se distingue des autres par une pente moyenne élevée (13.8°) et un relief plus différencié (écart-type de 8°). Son indice E est supérieur à 0.55, rapprochant beaucoup cette section des classes de « reliefs jeunes ». Sous influence directe de la Loire, cette section constitue une haute vallée perchée d'une bonne soixantaine de mètres au-dessus du thalweg de la Loire et soumise à un réajustement forcé et important. Cette section est séparée d'une section aval en connexion directe avec la Loire par une forte rupture de pente (*knickpoint* 4). Le Chalon y décrit une vigoureuse percée à travers le socle, l'énergie étant dépensée à inciser plus qu'à élargir la vallée. En phase de rajeunissement lié à l'incision pléistocène vigoureuse de la Loire à travers le horst de Chaspinhac, la section de Chanceaux est plus susceptible aux phénomènes gravitaires. De nombreux glissements actuels caractérisent ses versants. Conjugués à une pente d'ensemble plus vigoureuse, les affleurements de Sables Inférieurs y favorisent encore plus ces glissements (conjonction d'un système de pente et d'une lithologie favorables aux glissements).

Finalement, malgré la difficulté de ce type d'analyse liée à l'imbrication des facteurs d'instabilité, il apparaît que la pente générale des 4 sections composant le bassin versant du Chalon soit contrôlée, à l'échelle du Quaternaire, i) par la position de chacune de ces sections au niveau de base qu'est la confluence avec la Loire et ii) à l'existence de niveaux de base locaux sur lesquels viennent s'ajuster les surfaces de chaque section et qui s'appuient eux-mêmes sur l'existence de discontinuités lithostructurales (*knickpoints*). Si certaines sections sont actuellement connectées aux dynamiques d'incision de la Loire et à son ajustement pléistocène (phase de « rajeunissement », section de Chanceaux), d'autres sont encore ajustées par rapport à des surfaces héritées ou, du moins, sont l'expression de topographies héritées peu retouchées par l'érosion récente. À lithologie comparable, cette donnée renseigne sur le potentiel d'instabilité gravitaire actuel et à long terme.

6.1.1.2. Le bassin versant de Laussonne

Situé dans la partie sud-est du bassin du Puy (**fig.148**), il couvre une surface de 48.58km² avec une altitude minimum de 631m à sa confluence avec la Loire et une altitude maximale de 1247m au Bois des Barthes. Le bassin versant est développé dans la série sédimentaire oligocène du bassin du Puy, faciès internes en aval de La Terrasse (marnes de Ronzon) et faciès externes en amont du Pont de Moulines (Sables de la Laussonne), le passage latéral entre les 2 faciès étant situé entre ces 2 points (**fig.151**). Les limites du bassin versant sont constituées, en rive gauche, d'épanchements basaltiques miocènes et, en rive droite, d'épanchements basaltiques pliocènes. Le bassin est diversement affecté de glissements actuels et anciens.

Le Pont de Moulines constitue une discontinuité majeure dans le bassin de la Laussonne (**fig.152**).

La section aval est riche en appareils volcaniques intrusifs d'âge Devès venant armer les versants marneux. Le profil des versants y montre une nette rupture de pente dans leur partie basse (**fig.153**, coupe AB), liée à l'incision vigoureuse de la Laussonne.

Cette partie basse des versants est particulièrement sujette aux instabilités de versant avec une forte concentration de glissements rotationnels et rétrogressifs tandis que les parties hautes montrent des signes d'instabilités anciennes. Le calcul des densités de glissements le long de la Laussonne (**fig.152.2**) montre clairement le pic de densité en aval du Pont de Moulines. Ce point correspond à peu près à la limite des 800/850m décrite aux chapitres précédents (§3.3.3 et §5.5.1.2). Il marque à la fois la limite, dans la vallée de la Laussonne, entre faciès externes et faciès internes, et la limite du remplissage sédimentaire quaternaire lié aux barrages volcaniques de Rachat et Chambeyrac-Marhnac au niveau du horst de Chaspinhac (Defive, 1996 ; Defive *et al.*, 2005).

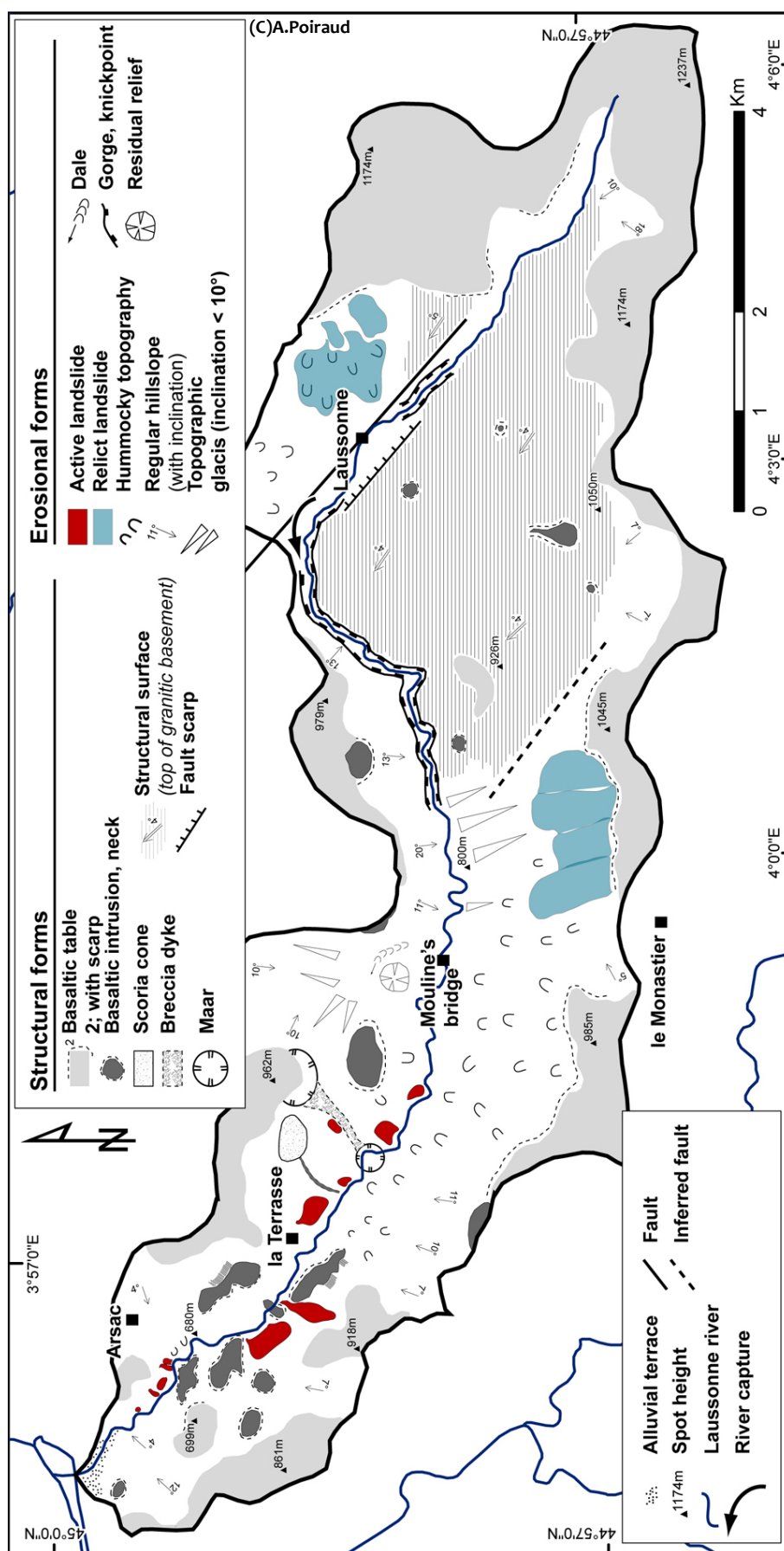


Figure 151 – Carte géomorphologique du bassin versant de Laussonne

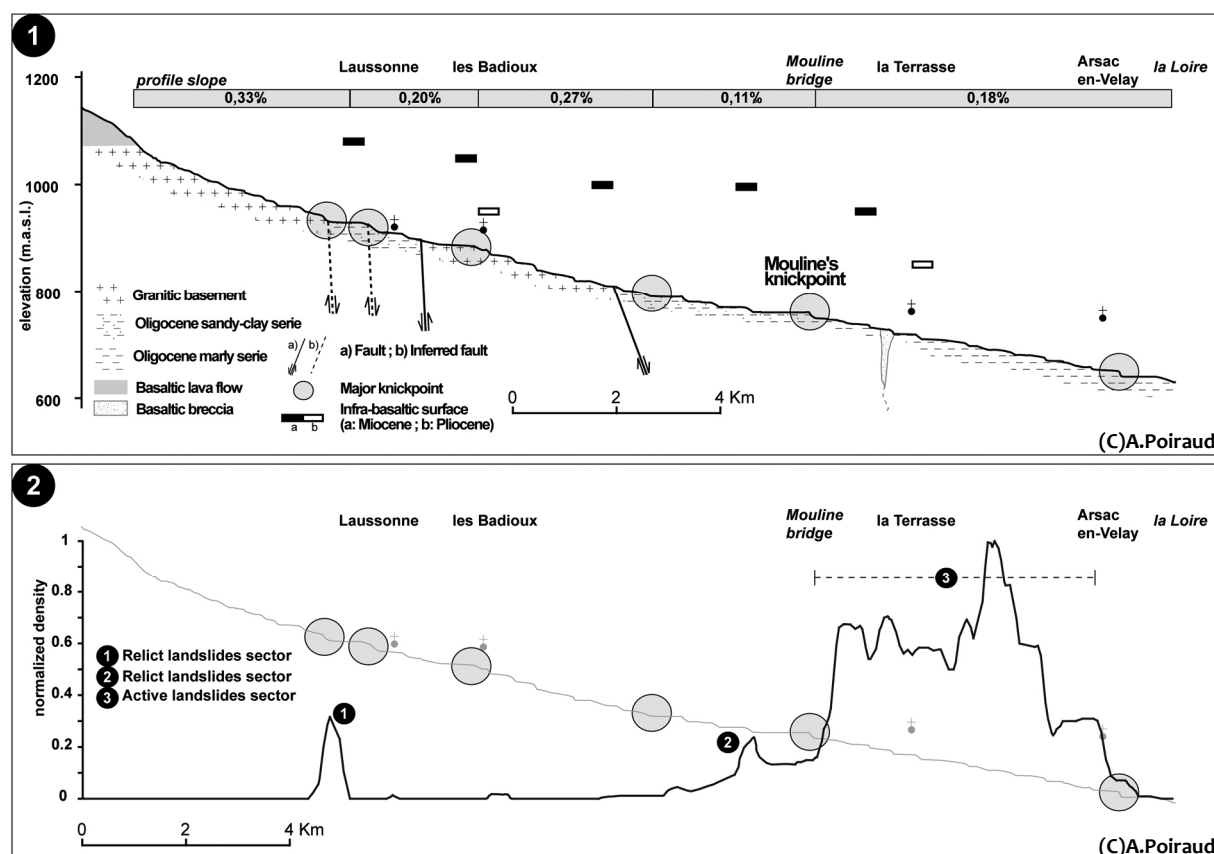


Figure 152 – Profil longitudinal et densité de glissement de terrain. 1) coupe géologique et discontinuités le long de la Laussonne. Les valeurs de pente expriment la pente moyenne du profil longitudinal. 2) densité de glissements le long du cours d'eau

La partie située en amont du Pont de Moulines, développée dans les Sables de la Laussonne, est géomorphologiquement plus hétérogène avec de larges parties cristallines peu soumises aux glissements de terrain. Cette partie possède très peu de glissements actuels, mais est riche en glissements anciens prenant naissance sous les bordures des plateaux basaltiques et s'étalant sur une large portion des versants (fig.151).

La coupe CD (fig.153) montre le versant nord du plateau du Monastier déjà présenté au §2.3.2.1 et situé entre la discontinuité de Moulines et l'entrée dans les gorges marquant le début du petit horst granitique (fig.151 et 152). Sur un long versant concave de rive gauche se développe un groupe de glissements anciens complexes dont les dépôts forment un épais nappage de Complexes de Versants (formation de type A). Le raccord avec les hautes terrasses de la Laussonne se fait par l'intermédiaire d'un glaciaire topographique de très faible pente (3°), a priori hérité et antérieur aux glissements d'ensemble (les dépôts viennent recouvrir le prolongement amont de cette surface). En rive droite, la protection des formations basaltiques, la texture beaucoup plus sableuse de la formation oligocène et, c'est à vérifier, l'intrusion de dykes basaltiques, permettent au versant d'avoir une pente plus raide sans être soumis à des glissements de terrain.

La coupe EF (fig.153) traverse une section granitique surélevée (petit horst local) décapée de sa couverture sédimentaire et mettant à jour une paléosurface régulière de 4° de pente (basculement tectonique miocène ou pliocène ?), en voie de dissection actuelle par les tributaires de la Laussonne. Les coupes visibles permettent de prolonger cette surface (que l'on pourrait qualifier d'infra-oligocène) en rive droite, sous le plateau basaltique et son support sédimentaire. La Laussonne y

incise le socle en petites gorges dues au bilan positif entre incision et élargissement et augmente sa pente longitudinale à 0.27‰ (**fig.152.1**). Aucun glissement n'est recensé dans cette partie.

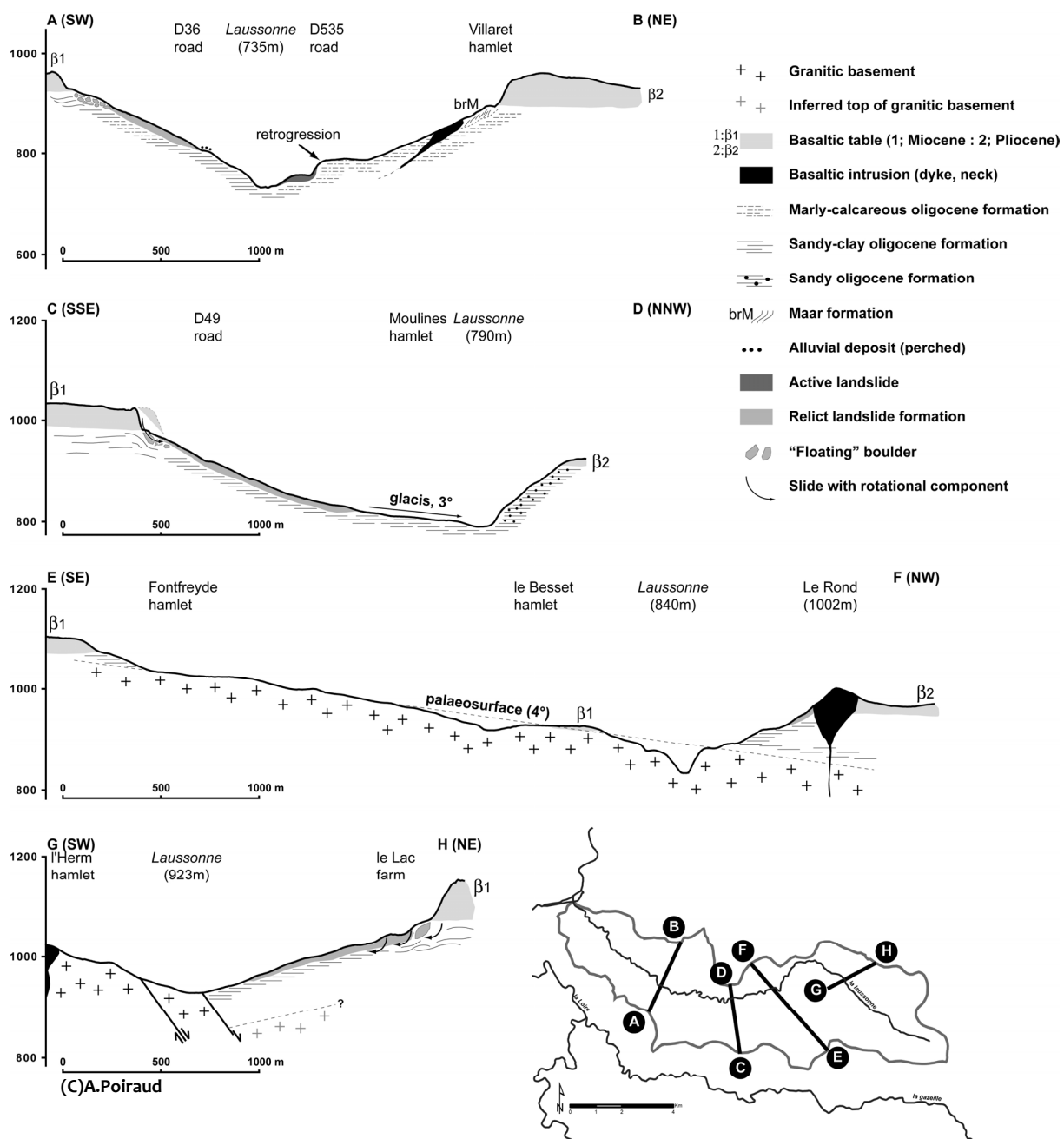


Figure 153 – Coupes géologiques transversales le long de la vallée de la Laussonne

La coupe GH (**fig.153**) est située en amont du point de capture et de l'entrée de la Laussonne dans la partie cristalline, et recoupe la faille normale à l'origine de la structure en demi-graben du petit bassin de Laussonne. Les versants de rive droite, développés dans les Sables de la Laussonne, présentent une configuration similaire à ceux de la coupe CD avec des glissements anciens en haut de versant et une formation glissée venant recouvrir l'ensemble du versant.

Dans le cas de la vallée de la Laussonne, les nombreuses discontinuités marquant des ruptures de pente délimitent des ensembles géomorphologiquement homogènes. Ces discontinuités sont le plus souvent structurales (faille) ou lithologiques. Le cas de la discontinuité de Moulines nous semble cependant plus particulier. En effet, cette discontinuité coïncide avec la zone de variations latérale de

faciès entre les faciès internes et externes de la série oligocène (discontinuité lithologique) mais marque également, dans des matériaux aussi affouillables l'un que l'autre, une différence de style fluvial avec une vallée incisée en petite gorge en aval (coupe AB) et une vallée plus large en amont (coupe CD). Cette différence ne vient pas, *a priori*, de la différence de nature des matériaux, mais peut être attribuée à la limite actuelle atteinte par les vagues d'érosion régressive pléistocènes, consécutives à l'incision du barrage volcanique de Rachat par la Loire.

6.1.2. Les *knickpoints* à l'échelle des versants (profils transversaux)

Nous nous sommes appuyé sur deux exemples de versants, l'un à l'échelle d'une partie de vallée (exemple de la Gazeille), l'autre à l'échelle d'un versant de quelques centaines de mètres de large (exemple des Astiers) (fig.148).

6.1.2.1. Les versants de la vallée aval de la Gazeille

La vallée de la Gazeille est située au sud-est du bassin. Sa partie cristalline amont ne sera pas étudiée dans les pages qui suivent. Nous nous concentrons donc sur la section partant de la confluence de la Gazeille avec la Loire et allant jusqu'à la faille orientale marquant la fin du graben du Monastier, petit bassin d'effondrement rempli par une épaisse sédimentation oligocène argilo-sableuse (fig.154).

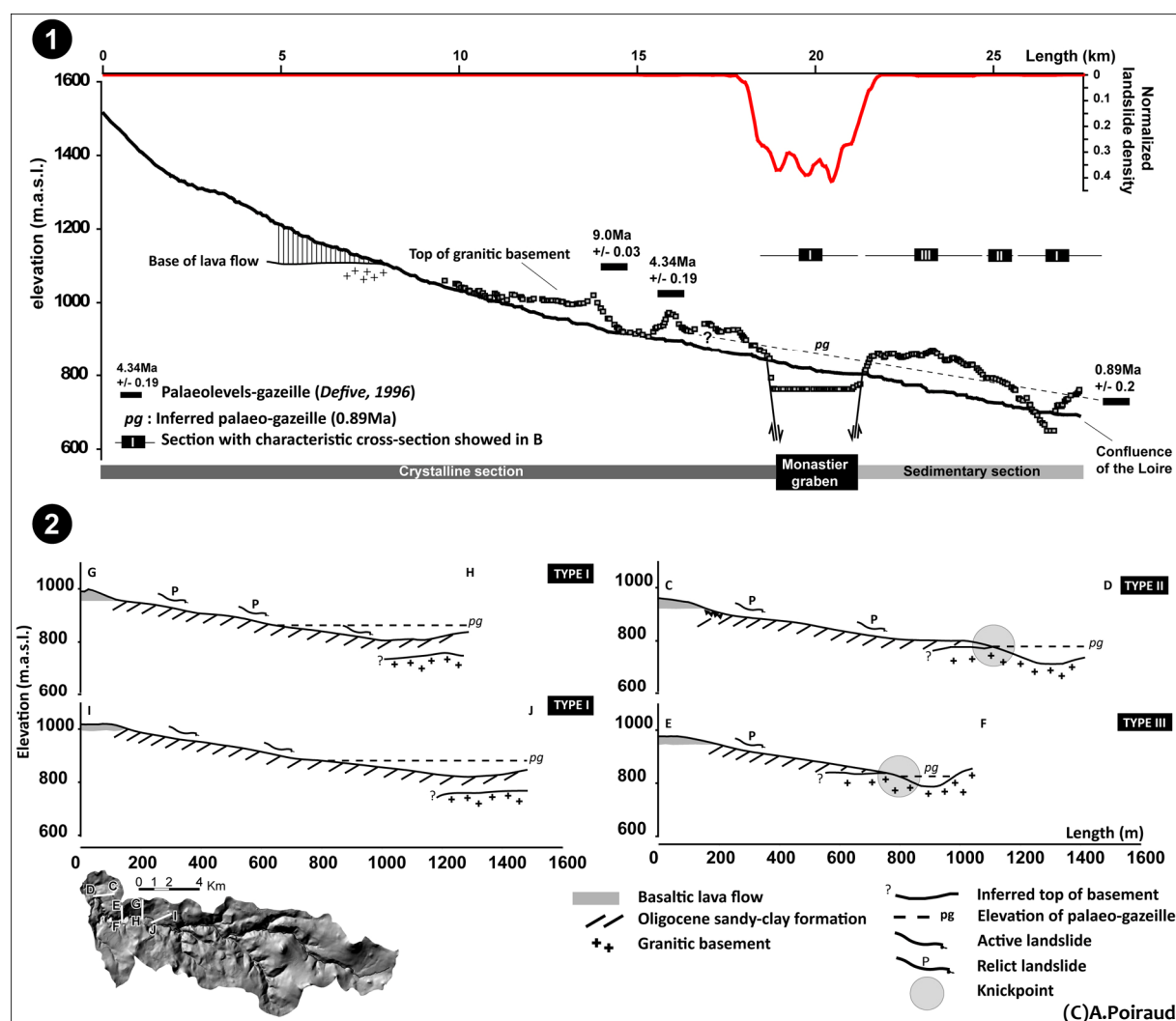


Figure 154 – La vallée de la Gazeille. 1) profil longitudinal avec l'altitude du toit du socle, le profil de la paléogazeille à 0.89Ma et la densité de glissements. 2) coupes types des versants de rive droite de la Gazeille

Cette section est affectée par différents types de glissements, à la fois anciens et reliques ou contemporains. Le maximum de densité (section I) se trouve préférentiellement dans la zone d'effondrement tectonique (**fig.154.1**) malgré des contextes litho- et morphostructuraux similaires en aval (sections II et III), affectés essentiellement de glissements reliques cantonnés sous les corniches basaltiques sommitales. La reconstitution du profil de la paléo-Gazeille (*pg*, **fig.154**) s'appuie sur une confluence Loire/Gazeille fossilisée par la coulée de Collandre et datée à 0.89Ma (Defive, 1996). Cette reconstitution, ainsi que la cartographie du toit du socle réalisée avec les relevés de terrain du contact socle/sédimentaire, permettent de caractériser la connexion entre la base des formations sédimentaire et le cours d'eau dans le temps.

Les sections de type I caractérisent les zones d'effondrement tectonique. Les versants y sont longs, de profil généralement concave et leur base, sédimentaire, est connectée à la rivière. Comme le montre la **figure 154.2**, ces versants sont connectés depuis plus de 0.89Ma à la dynamique longitudinale. Non contrainte par un encaissant résistant, la pente générale du profil s'abaisse et l'énergie est dépensée à élargir la vallée, provoquant de fait des instabilités en bas de versant. Les hauts et milieux de versant sont marqués par la présence de glissements anciens de type « complexe de corniche » plus ou moins réactivés à la faveur des circulations d'eau de subsurface. Ce type de section ne présente pas de discontinuités le long des profils.

Les sections de type II et III ont une discontinuité prononcée en bas de versant, marquant le contact entre le toit du socle et la base de la série sédimentaire.

Dans le cas des sections de type II, ces *knickpoints* sont à peu près au niveau de l'altitude de la paléogazeille ou légèrement au-dessus. La base du versant développé dans la série sédimentaire n'est plus connectée aujourd'hui à la dynamique longitudinale mais l'était il y a 0.89Ma. La déconnexion s'est produite durant le Pléistocène moyen à supérieur. Des glissements anciens sont présents dans les parties hautes et médianes de ces versants, mais il n'y a pas de glissements contemporains. Ces versants présentent un profil plutôt droit et sont moins longs que ceux de type I.

Les sections de type III sont caractérisées par une discontinuité située nettement au-dessus de l'altitude de la paleogazeille, renseignant ainsi sur un âge de déconnexion de la dynamique longitudinale antérieure à 0.89Ma. Ces versants sont courts et droits et uniquement affectés de glissements anciens dans leur partie haute (complexe de corniche). L'incision du socle a certainement débuté durant le début du Pléistocène, « perchante » ces versants très tôt au-dessus des axes hydrographiques et les « fossilisant », ces derniers étant assez peu remodelés par la suite (pas de traces de glissements, dépôts de versants minces, etc.).

Dans cette configuration, les sections de type I sont dépendantes à la fois des facteurs de contrôle météoriques, mais également tectoniques par l'intermédiaire de l'ajustement fluvial. Dans le cas des sections de type II et III, les versants ne sont plus connectés aux vecteurs de réajustement tectoniques que sont les axes hydrographiques (cas du soulèvement tectonique mio-pliocène entraînant un abaissement du niveau de base), mais sont contrôlés uniquement par les facteurs météoriques, ce qui les rend de fait moins sensibles au changement. Ces versants possèdent une inertie plus importante que ceux de type I.

6.1.2.2. Le versant des « Astiers »

Le versant des Astiers est situé sur le versant nord du plateau du Fraysse, en rive droite de la Laussonne et marquant la limite orientale du demi-graben de Laussonne. Il est drainé par l'Aubépin, affluent de la Gagne, un des principaux affluents de rive droite de la Loire (**fig.155**). Le versant est inscrit dans les Sables de la Laussonne et composé d'un vaste glissement relique de type « complexe de corniche » avec une corniche dédoublée en amont versant, la corniche basse étant nettement

basculée vers l'amont, et une partie médiane et aval très bosselée, formée de contre-pentes et larges loupes. La topographie indique une épaisseur de matériaux remaniés de 5 à 8m. Les 2 coupes géologiques de la figure 155.2 sont distantes de 200m l'une de l'autre.

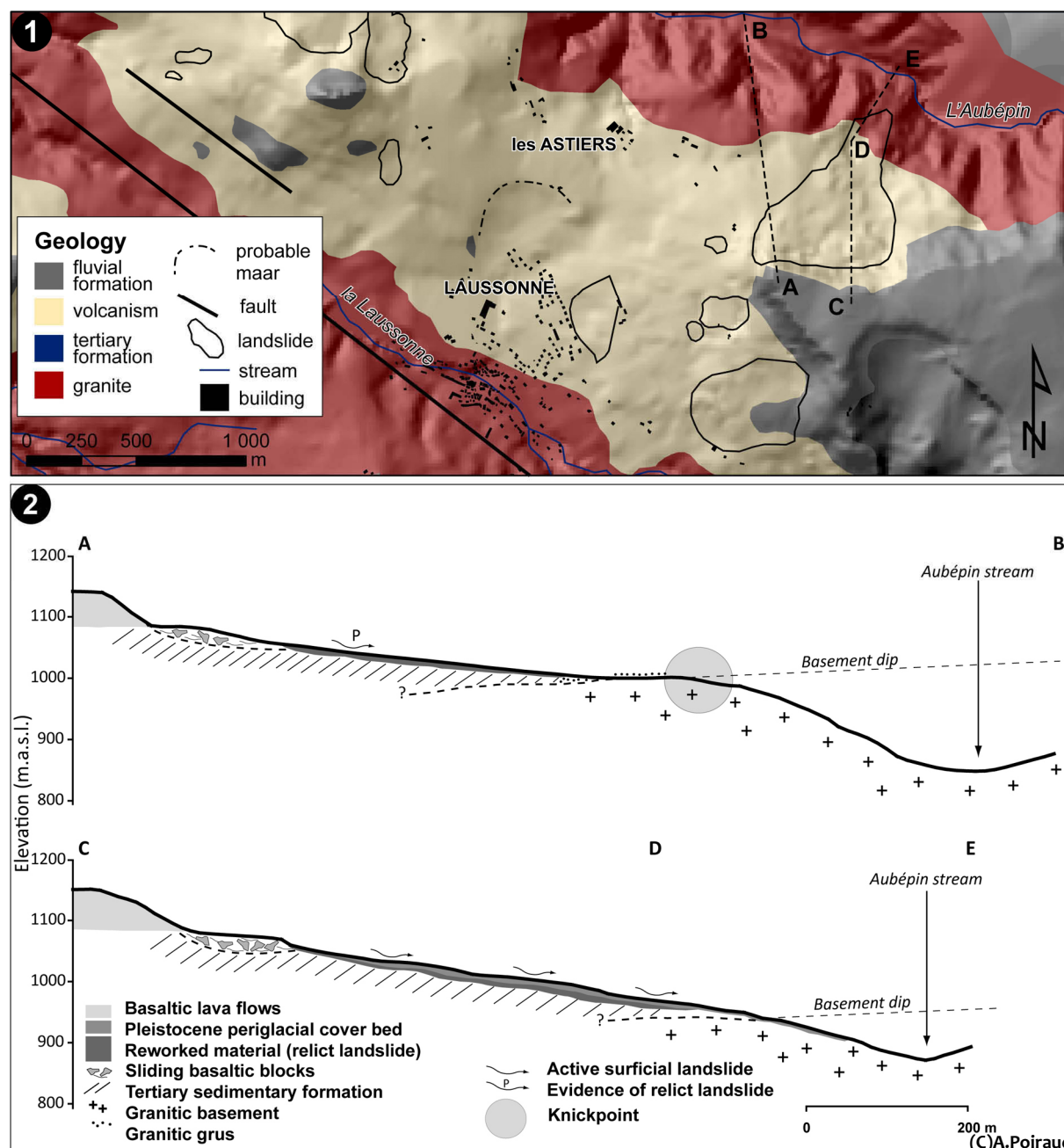


Figure 155 – Situation et coupes du versant dit des « Astiers ». 1) situation et contexte géologique, position des coupes AB et CDE. 2) coupes géologiques du versant des Astiers

Sur la coupe AB, la base du versant se développe dans les formations sédimentaires et est clairement marquée par une rupture de pente et un replat inscrit dans le socle. Ce replat est recouvert d'une couverture d'altérites granitiques rubéfiées témoin de la stabilité du site vis-à-vis des processus de mobilisation. En aval de ce replat, le versant est raide, avec de profonds thalwegs incisant un socle découpé et mis à nu, et rejoint rapidement l'Aubépin. En amont, à la faveur du matériau sensible que sont les Sables de la Laussonne, un ample versant concave se déploie depuis la base du plateau basaltique et vient mourir sur ce replat granitique. Les modèles d'ensemble sont similaires à ceux rencontrés dans les complexes de corniche avec un ensemble basaltique basculé en amont et une

topographie ondulée en aval, riche en blocs basaltiques. Cependant, les formes sont amples et adoucies, presque effacées par endroits. La formation remaniée recouvrant ce versant est chapeautée par une fine couche « colluviale » de type formation gélifluée ou dépôt de versant.

La coupe CDE présente une configuration générale similaire hormis l'absence du replat basal dans le socle. À la place de ce dernier, un thalweg incise le socle et rejoint la base de la série sédimentaire, légèrement au-dessus du contact socle/série sédimentaire. Cette configuration, en plus de favoriser la convergence des flux (TWI élevé), favorise la réactivation superficielle des matériaux remaniés hérités par un accroissement et un maintien de valeurs élevées de pente. Les suivis cinétiques de cette partie indiquent une légère réaction à l'épisode cévenol d'octobre/novembre 2008 (voir §2.2.4. sur le suivi cinétique) et l'ouverture de fissures de tension a été constatée en 2006/2007 dans la partie basse du glissement. Des matériaux de glissement ont été retrouvés tout le long du thalweg, dans le socle, jusqu'à quelques dizaines de mètres de la confluence avec l'Aubépin.

Cet exemple montre l'importance, pour un même versant, de la configuration de la base du versant et de sa connexion avec le réseau hydrographique. Le premier versant en est complètement déconnecté, favorisant une divergence des flux transversalement à l'axe de plus grande pente et la conservation de formes acquises sous d'autres conditions géomorphologiques. Le second versant est connecté au réseau actuel par un thalweg atteignant la base des formations sensibles. Cette configuration favorise la convergence des flux et le maintien d'une pente suffisante pour être proche de la limite d'instabilité.

6.1.3. Discussion autour des *knickpoints* et de leur conséquence en terme de résilience géomorphologique

L'évolution géomorphologique des reliefs n'est pas linéaire, mais procède par étapes et s'organise autour de seuils (Phillips, 2003, 2007). Dans les stades de transition, les paysages sont de subtiles mosaïques d'espaces suivant des trajectoires géomorphologiques différentes (Thomas, 2001), soumis à des processus différents et pouvant être séparés par des discontinuités comme les *knickpoints*, ce que Brunsden (2001) décrit alors comme les « *non coupled linkage system* » dans le cas des résistances structurales (rupture de la transmissivité d'énergie). Dans les cas présentés, et à plus petite échelle dans le cas du bassin du Puy, nous considérons que la zone d'étude est sensible à ce facteur de discontinuité. Ces discontinuités sont un élément fondamental qui guide les dynamiques d'ajustement des bassins versant aux niveaux de base locaux et, par voie de conséquence, leurs dynamiques d'évolution.

Nous l'avons vu dans les cas des bassins versants de Chalon et de Laussonne, les glissements de terrain affectent préférentiellement les zones situées à l'aval des *knickpoints* et connectées à la dynamique longitudinale. Ces observations rejoignent celles de Bigi *et al.* (2006) qui, à l'aide d'un bassin expérimental, ont démontré l'importance des discontinuités dans la structuration de la répartition des glissements dans un bassin versant, notamment l'effet de passage des *knickpoints* (vagues d'érosion régressive) qui engendrait une concentration d'instabilités à l'aval de ceux-ci. Ces observations avaient également été faites par Mather *et al.* (2002) dans le bassin de Sorbas en Espagne où la baisse rapide du niveau de base de 90m suite à une capture il y'a 100 000 ans a engendré une forte vague d'érosion régressive qui a modifié le profil transversal des vallées (raidissement des pentes) et favorisé les instabilités actuelles.

Les travaux de Hiraishi (*submitted*) et Sugai & Ohmori (1999) constituent pour nous une référence, car ils portent, au Japon, sur les effets d'un soulèvement tectonique affectant une ancienne surface d'érosion quasiment aplanie. Les configurations géomorphologiques d'ensemble sont similaires avec celles du bassin du Puy et les auteurs montrent bien l'importance des discontinuités, à la fois dans le profil longitudinal des vallées avec un accroissement de la densité de glissements en aval de ces

dernières (Hiraishi, *submitted*) mais aussi dans les profils transversaux des vallées avec un raidissement des versants en aval des ruptures liées à l'incision rapide, une augmentation de l'activité gravitaire dans ces zones de pente et une préservation des paléosurfaces suspendues au-dessus des axes d'incision (Sugaï & Ohmori, 1999 ; Hiraishi, *submitted*). Ces discontinuités créent ainsi des limites nettes entre des unités de relief qui ne dépendent pas des mêmes processus érosifs et évoluent à des échelles de temps différentes, à des rythmes différents, ne possédant pas la même capacité de résistance ou de réactivité à un changement de forçage. Nous faisons les mêmes observations dans le bassin du Puy.

L'ensemble de ces observations et réflexions rejoint le concept de geomorphic sensitivity développé par Brunnsden & Thorne (1979) et revu par Brunnsden (2001). De nombreux auteurs ont insisté sur la nature non linéaire des phénomènes géomorphologiques et sur la diversité des formes comme source et résultat de sensibilités géomorphologiques différentes, dans l'espace et le temps (Phillips, 1995 ; Thomas, 2001 ; Usher, 2001 ; Phillips, 2003, 2007 ; Defive, 2008 ; Giusti *et al.*, 2008). Dans le cas présent, pour de mêmes conditions géologiques et morphostructurales (cas des Astiers ou des versants de la Gazeille), les versants ne réagissent pas de la même manière aux forçages et ne possèdent pas la même réactivité selon qu'ils sont connectés ou non au réseau hydrographique. Nous avons vu également que l'évolution géomorphologique de certains versants peut être fortement ralentie voire bloquée depuis plusieurs centaines de milliers d'années s'ils sont « suspendus » au-dessus des axes hydrographiques, vecteurs de transmission de l'énergie et des forces d'érosion. Le cas de ces versants déconnectés depuis plus de 900 000 ans montre combien ces discontinuités topographiques comptent, car le passage de cycles glaciaire/interglaciaire sur ce type de versant a somme toute peu influencé leur évolution. Les versants de la Gazeille sont à ce titre pédagogiques. Les versants connectés sont sensibles aux changements du fait qu'ils sont soumis à plusieurs facteurs de contrôle (géodynamique interne avec la tectonique et géodynamique externe avec le facteur climatique dans notre cas) tandis que les versants déconnectés ne sont soumis qu'au facteur climatique, et encore, uniquement dans sa composante météorique puisqu'ils n'ont pas à subir les effets des régimes fluviaux associés et les variations eustatiques.

En conclusion, dans le bassin du Puy, les *knickpoints* représentent des limites isolant certaines surfaces (considérées comme paléosurfaces) ou partie de versant des dynamiques longitudinales. Ces discontinuités topographiques, en coupant les transmissivités, déconnectent certains versants des dynamiques d'ajustement liées au niveau de base créé postérieurement au déblaiement du remplissage quaternaire biphasé lié aux barrages volcaniques de Rachat et Chambeyrac-Marnhac (exutoire de la Loire au niveau du horst de Chaspinhac). Ces discontinuités guident et structurent le *pattern* de glissements à l'échelle du bassin du Puy ainsi que la disposition de surfaces ou de versants relativement épargnés par la dynamique d'incision du réseau hydrographique. Cette mosaïque est alors l'expression de différents niveaux de sensibilité ou de résistance aux forçages externes et internes, qu'il est possible de cartographier afin de produire une représentation spatiale de la « réactivité » des versants et saisir le comportement des versants sur le long terme.

6.2. Coévolution des glissements et des bassins versants

En 2010, Jefferson *et al.* publiaient un article sur la coévolution du réseau hydrographique et de la topographie en relief volcanique en se basant sur des comparaisons entre morphométrie et âge des couvertures volcaniques. L'intérêt des couvertures volcaniques en géomorphologie est qu'elles constituent de formidables jalons chronologiques et qu'elles marquent, par le scellement des topographies antérieures, la fin du « cycle d'érosion » antérieur (les « compteurs » sont remis à zéro). Dans le cas du bassin du Puy-en-Velay, l'existence de 2 entités volcaniques majeures bien

définies dans le temps (Miocène et Plio-pléistocène) et dans l'espace (Devès à l'ouest et Velay-Meygal à l'est) et séparées par le drain commun qu'est la Loire, offre des possibilités de comparaison et de reconstitution des phases d'évolution du relief idéales.

Cette partie de chapitre reprend quelques-uns des résultats et réflexions abordés dans l'article « *Morphology and geomorphological significance of relict landslides in the Tertiary basin of Puy-en-Velay (Massif Central, France)* » paru dans le n°3 de 2011 de la revue *Géomorphologie : relief, processus, environnement* (Poiraud & Defive, 2011), enrichis d'une analyse sur les bassins versant. Elle a également fait l'objet d'un poster lors du dernier colloque Q8 à Clermont-Ferrand (février 2012) s'intitulant « *coevolution of relief and landslides on a volcanic landscape* » (Poiraud, 2012).

Nous identifierons dans un premier temps les indices permettant de qualifier le niveau de maturité des bassins versant composant l'impluvium du bassin du Puy. Dans un second temps, nous nous concentrerons sur les différences et similitudes qui caractérisent les 2 populations de glissements anciens, à savoir la population de la vallée de la Borne (Devès) et celle des vallées de la Gagne, Gazeille et de la Laussonne (Velay). Nous concluons sur une proposition de schéma synthétisant la coévolution entre développements des bassins versant et grands glissements de versant.

6.2.1. Les différences de maturité entre Devès et Velay

Nous avons délimité 22 bassins versants drainant le bassin du Puy auxquels nous avons ajouté un bassin versant situé dans l'Emblavès (la Suisse), à la sortie du horst de Chaspinhac pour comparaison. Nous avons considéré la Borne comme étant de même niveau que la Loire, son profil en long étant parallèle et ajusté à celui de la Loire. Chaque rivière drainant ces 2 cours d'eau a été considérée comme tributaire autonome et constitue un bassin versant topographique (fig.156).

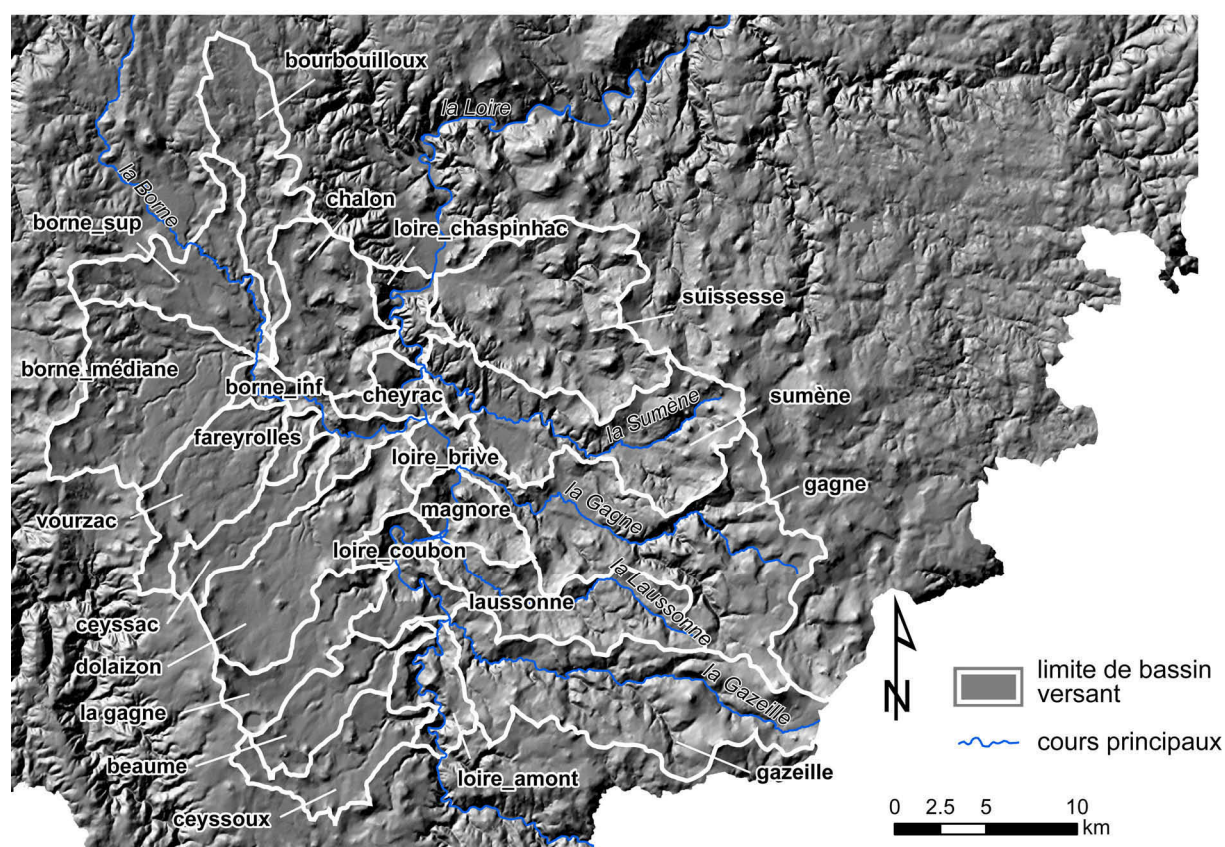


Figure 156 – Cartographie des 23 bassins versants considérés pour l'étude

Deux cours d'eau étant nommé de manière identique (Gagne), nous avons choisi d'appeler « la Gagne », le cours d'eau côté Devès et « Gagne », le cours d'eau côté Velay.

L'analyse morphométrique des bassins repose sur les critères suivants :

- la taille – surface, périmètre, longueur du plus grand axe
- la forme – basé sur le facteur de forme R_f (Horton, 1932), le rapport de circularité R_c (Miller, 1953) et le rapport d'élongation R_e (Schumm, 1956)
- le degré de dissection – pente (moyenne, maximum, écart-type), altitude (mini, maxi, moyenne, dénivellation, écart-type), indice E ,
- le drainage – longueur de cours d'eau pérenne et densité de drainage,
- l'âge – moyenne pondérée par la surface des âges des coulées basaltiques et intrusions volcaniques (Jefferson *et al.*, 2010) basée sur la carte des formations volcaniques et les datations tirées de Boivin *et al.* (1993)
- le niveau d'instabilité – surface et densité de glissements anciens inventoriés

Au total, 20 variables ont été utilisées pour l'étude. L'analyse des corrélations de Spearman permet de repérer les variables colinéaires afin de ne pas fausser l'ACP. Après suppression des colinéarités, la base morphométrique est constituée de 13 variables pour 23 individus (âge, surface, longueur, R_f , R_c , E , pente maxi, pente moyenne, altitude mini, moyenne, dénivellation, densité de drainage et densité de paléoglissements).

L'ACP utilisée est classique (variables centrées réduites, méthode de Pearson) et est limitée aux 3 premiers facteurs (72% de la variance expliquée), le 4^{ème} facteur ayant une valeur propre très proche de 1 et expliquant moins de 10% de la variance. Deux plans factoriels ont été produits, le plan principal (F1/F2) et le plan secondaire (F1/F3) (**fig.157**).

L'ACP a ensuite été complétée par une CAH afin de regrouper les bassins versant par classes de conditions morphométriques plus ou moins homogènes. L'ensemble des informations (coordonnées sur les axes factoriels et n° de classe) a été cartographié pour une facilité de lecture et d'interprétation (**fig.158**).

L'axe factoriel F1 est corrélé positivement aux variables d'altitude moyenne et de longueur et négativement au facteur de forme. La carte des coordonnées sur l'axe F1 (**fig.158**) montre clairement le rôle de l'altitude moyenne avec des valeurs négatives le long de l'axe ligérien et une augmentation centripète de ces dernières vers les périphéries et le sud, tectoniquement surélevés. Les faibles longueurs de bassins versants sont concentrées le long de l'axe ligérien (petits bassins élémentaires directement connectés à la Loire) tandis que les bassins périphériques, plus développés, s'allongent et pénètrent plus profondément dans les massifs. La corrélation négative avec le coefficient de forme est logique du fait de l'intervention de la longueur du bassin dans la construction de cet indice. Les bassins compacts et tendant à la circularité ($R_f > 0.5$) sont concentrés le long de l'axe ligérien. Ce premier axe factoriel exprime le lien entre la position géographique par rapport à l'exutoire (altitude moyenne) et la forme en plan des bassins (allongé, compact). Le dispositif de drainage en « arêtes de poisson » favorise évidemment ces résultats avec un allongement des « arêtes » et un raccourcissement lorsqu'on se rapproche de la colonne vertébrale que constitue la Loire. Le groupe « axe ligérien » se détache très bien le long de cet axe (**fig.157**, plan principal).

L'axe factoriel F2 est caractérisé par une corrélation positive avec l'âge moyen de la couverture volcanique, la surface du bassin et sa dénivellation. Sur la carte (**fig.162**), les bassins versants développés dans les massifs volcaniques anciens (mio-pliocènes) sont nettement visibles en rive droite de la Loire tandis que les bassins « jeunes » sont concentrés sur la rive gauche et l'axe ligérien.

Dans le détail, le bassin versant de la Laussonne fait figure d'exception au sein du massif vellave du fait des nombreuses intrusions volcaniques et couvertures basaltiques récentes qui arment la partie aval du bassin (aval de La Terrasse). Ce bassin est intéressant de ce point de vue puisqu'il a, comme la Gazeille en partie, « la tête dans le Miocène et les pieds dans le Quaternaire » ! Cet axe F2 exprimant le lien fort unissant l'âge de la couverture volcanique avec la surface et la dénivellation est interprété sans détour comme un axe de développement du bassin. La couverture volcanique scellant les paléotopographies, sa mise en place constitue le point initial d'un nouveau cycle d'érosion (au sens de Klein) et marque le temps « 0 » du nouveau cycle d'érosion (dans lequel nous sommes actuellement). Il est alors logique que les bassins ayant une couverture miocène soient plus développés en surface et en dénivellation, les vagues d'érosion régressive ayant eu plus de temps pour pénétrer les massifs. Sur le plan principal (**fig.157**), le groupe « bordure vellave » se détache nettement des autres groupes regroupant des bassins moins développés. A noter que l'indice E est négativement corrélé à cet axe F2 (mais faible contribution) ce qui est en cohérence avec l'interprétation précédente, le groupe « bordure vellave » étant caractérisé par un indice E faible ($Q75 < 0.43$ et médiane < 0.4).

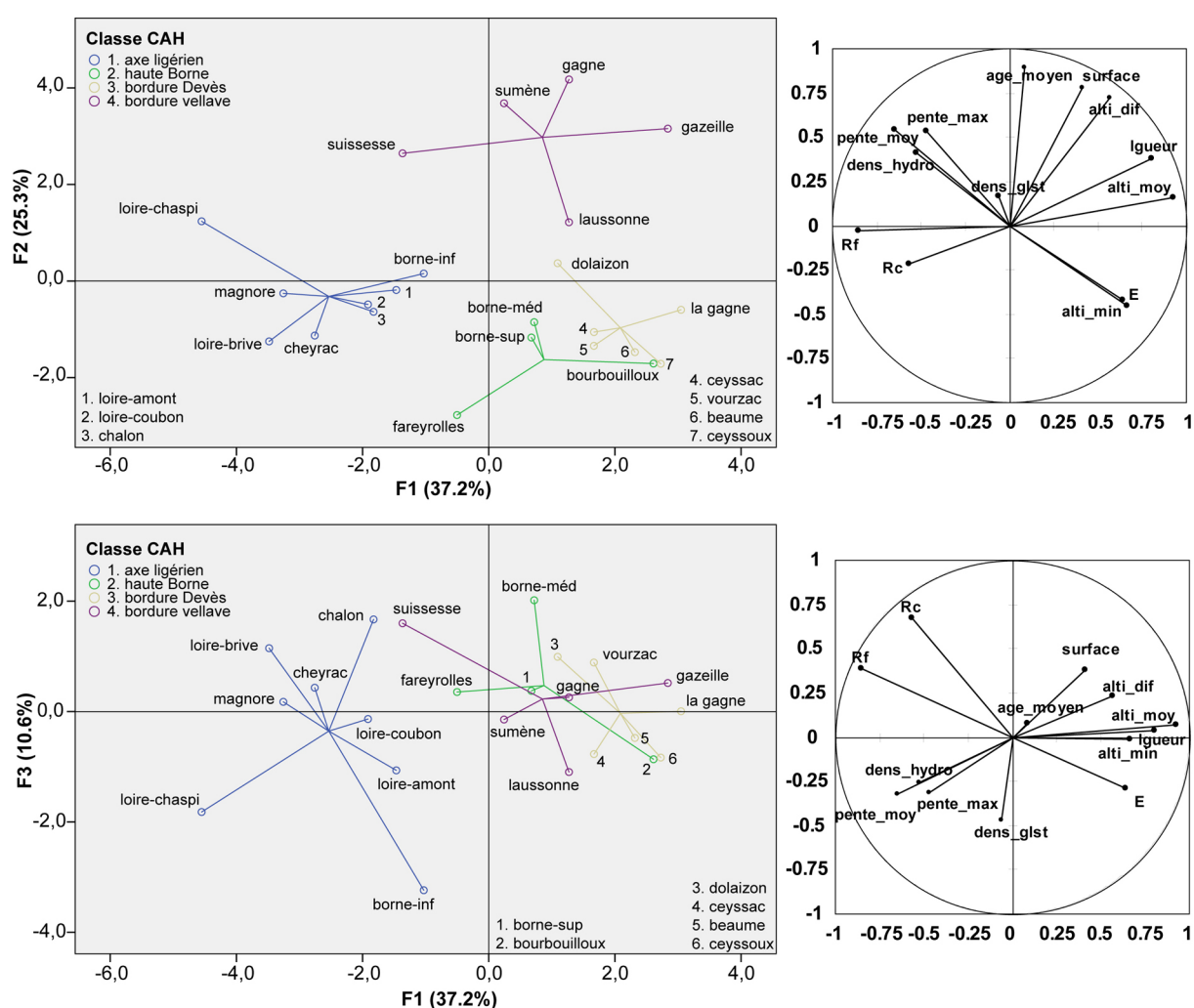


Figure 157 – Plans factoriels issus de l'ACP sur les variables morphométriques des 23 bassins versants du bassin du Puy. En haut, le plan principal avec la projection des individus (gauche) et des variables (droite), en bas le plan secondaire. Les groupes CAH sont issus d'une procédure de Classification Ascendante Hiérarchique (dissimilarité par distance euclidienne et méthode d'agrégation de Ward)

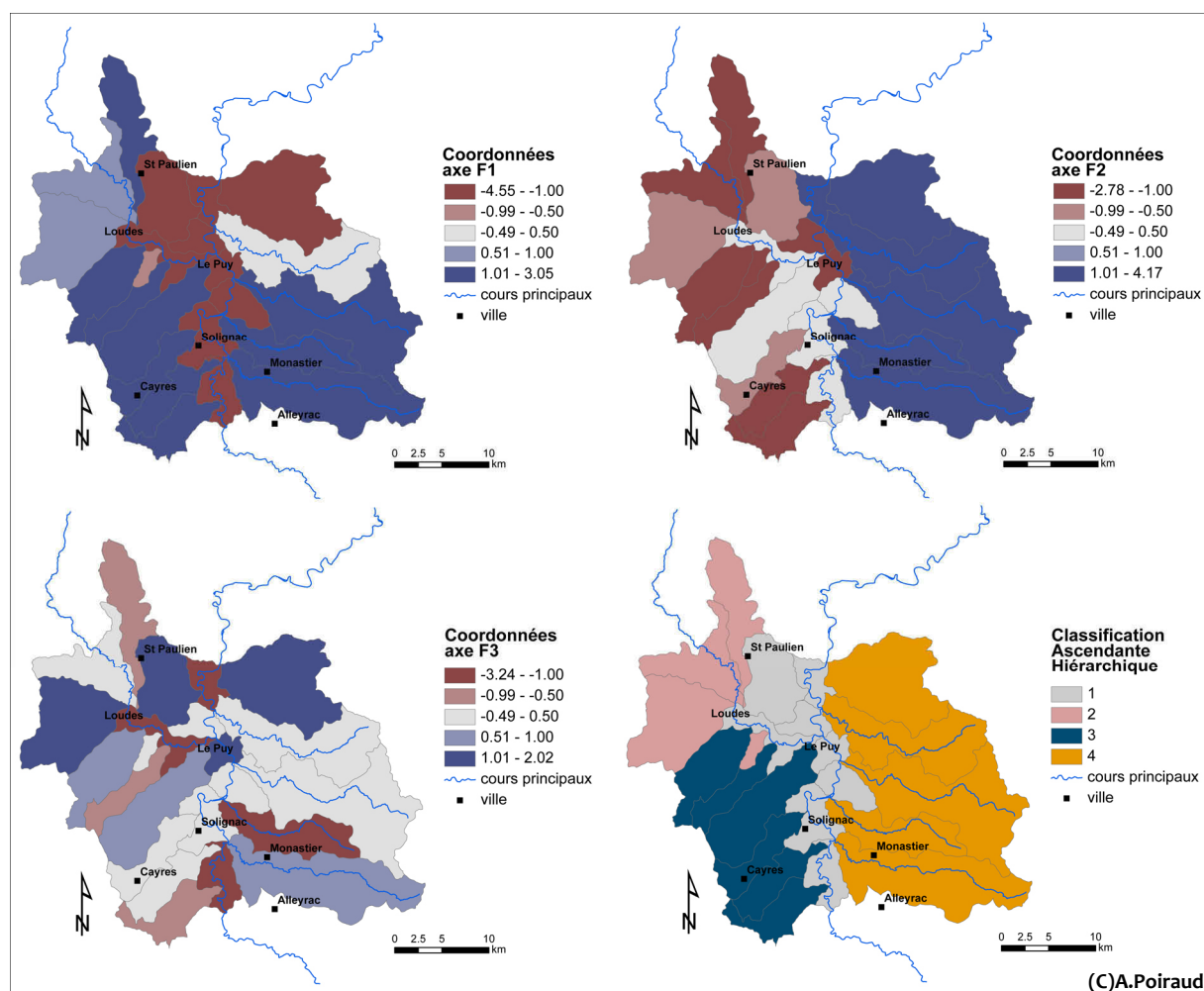


Figure 158 – Cartographie par bassin versant des valeurs des coordonnées par axe factoriel (F1 à F3) et des classes obtenues par la CAH, modifié de Poiraud, 2012

L'axe factoriel F3 est peu explicatif (à peine plus de 10% de la variance) et assez peu discriminant (fig.157, plan secondaire). Il est corrélé positivement au rapport de circularité R_c et secondairement à la densité de paléoglissements (corrélation négative). Les valeurs limites proposées par Miller (1953) définissent la forme du bassin comme :

- 1 – cercle parfait,
- 0.785 – carré
- 0.696 – rectangle de $L = 2l$,
- 0.436 – rectangle de $L = 5l$
- 0.257 – rectangle de $L = 10l$
- 0.142 – rectangle de $L = 20l$

Cet indice indique l'élongation du bassin et, dans une moindre mesure, sa maturité. Il est sensible à la lithologie, la structure ou la physiographie du bassin. Dans le plan secondaire, le facteur F3 isole certains bassins (borne inférieure, laussonne, bourbouilloux) possédant des caractéristiques lithologiques et physiographiques s'éloignant des propriétés barycentriques de leur groupe d'appartenance statistique.

Déterminée par les 2 axes factoriels F1 (position/forme) et F2 (développement), et secondairement par l'axe factoriel F3 (variation lithologique et physiographique), la CAH permet de classer les bassins versant en 4 groupes (**fig.158**), caractérisés par des valeurs moyennes (**tab.21**) :

- * groupe « axe ligérien »,
- * groupe « haute Borne »,
- * groupe « bordure Devès »,
- * groupe « bordure vellave ».

Tableau 21 – Moyennes des valeurs barycentriques des variables pour chaque groupe et écart-type (en italique)

Classe	age	surface	lgueur	Rf	Rc	E	pente		altitude			densité	
							max	moy	min	moy	déniv	hydro	glist
Axe ligérien	2.26 <i>+/-0.43</i>	21.7 <i>+/-10.1</i>	6.96 <i>+/- 2.09</i>	0.47 <i>+/-0.14</i>	0.44 <i>+/-0.14</i>	0.39 <i>+/-0.05</i>	49 <i>+/-5.5</i>	9.8 <i>+/-2.6</i>	603.2 <i>+/-36.7</i>	755.1 <i>+/-53.6</i>	383.1 <i>+/-69.1</i>	1.09 <i>+/-0.32</i>	0.009 <i>+/-0.014</i>
Haute Borne	1.55 <i>+/-0.03</i>	41.5 <i>+/-23.2</i>	12.15 <i>+/-4.82</i>	0.27 <i>+/-0.10</i>	0.40 <i>+/-0.14</i>	0.46 <i>+/-0.08</i>	29.4 <i>+/-3.1</i>	5.6 <i>+/-0.3</i>	718.1 <i>+/-40.1</i>	899.5 <i>+/-63</i>	404 <i>+/-96.5</i>	1.08 <i>+/-0.07</i>	0 <i>+/-0</i>
Bordure Devès	1.51 <i>+/-0.04</i>	35.8 <i>+/-12.6</i>	14.57 <i>+/-3.49</i>	0.21 <i>+/-0.03</i>	0.33 <i>+/-0.07</i>	0.52 <i>+/-0.07</i>	41.2 <i>+/-4.3</i>	5.1 <i>+/-60.4</i>	670.3 <i>+/-42.1</i>	1008.6 <i>+/-54</i>	659.3 <i>+/-87.5</i>	0.65 <i>+/-0.14</i>	0.004 <i>+/-0.005</i>
Bordure Vellave	8.79 <i>+/-0.68</i>	86.6 <i>+/-22</i>	16.27 <i>+/-3.09</i>	0.27 <i>+/-0.09</i>	0.34 <i>+/-0.09</i>	0.41 <i>+/-0.05</i>	46.2 <i>+/-7.4</i>	9.2 <i>+/-0.43</i>	612.6 <i>+/-44.9</i>	958.6 <i>+/-112.5</i>	849.2 <i>+/-181.3</i>	1.09 <i>+/-0.13</i>	0.009 <i>+/-0.011</i>

Les bassins versants composant l'« axe ligérien » sont caractérisés par des âges plio-pléistocènes et sont de petites dimensions. Ils ont tendance à être compacts et l'évidement important qui les caractérise favorise un indice E faible et une large amplitude de valeurs de pente. Contraintes par la Loire, leurs valeurs d'altitude sont faibles. La densité de réseau hydrographique est liée à leur position le long de la Loire, récepteur de l'ensemble des drains du bassin du Puy. Ce groupe est favorable à la présence de paléoglissements.

Le groupe de la « Haute Borne » contient des bassins récents (Pléistocène) couvrant des surfaces importantes. De forme plutôt allongée, l'indice E est plus élevé que précédemment, signe d'un relief moins évolué. Caractérisé par de hautes et larges surfaces planes (couverture volcanique, surface d'aplanissement dans le socle (Chafchafi, 1997)), les gammes de pentes sont basses et les reliefs peu différenciés. L'importante densité du réseau n'est pas liée ici au degré d'évolution du bassin, mais à un substrat cristallin peu perméable favorable à sa densification. Les faibles pentes (bassin peu différencié) et le substrat cristallin, défavorables aux activités gravitaires, sont pour beaucoup dans l'absence de paléoglissements au sein de ce groupe.

La « bordure du Devès » présente un groupe de bassins versants très homogènes. Les bassins y sont jeunes (Pléistocène), de surface moyenne par rapport à l'ensemble du bassin du Puy, mais longs, étroits et très étirés. Les reliefs se rapprochent des classes de valeur caractérisant les reliefs « jeunes » au vu de l'indice E (>0.5). Les pentes maxi sont importantes eu égard aux gorges vigoureuses qui entaillent les vastes surfaces planes et élevées du plateau du Devès, qui abaissent la pente moyenne aux alentours de 5°. Le relief est globalement peu différencié, mais marqué linéairement par ces gorges vigoureuses. Du fait de l'importance de ces hautes surfaces élevées, les altitudes moyennes sont fortes (> 1000m) mais le raccord à la Loire ou la Borne impose de fortes dénivellations (660m) sur de courtes distances, d'où des profils en long très pentus, droits ou convexes (Defive, 1996). Le réseau de drainage est peu dense, car rapidement canalisé dans les gorges le long d'un axe unique, concentrant toute l'énergie. Les instabilités anciennes sont présentes uniquement le long de ces axes, ce qui fausse d'ailleurs le calcul de densité qui serait nettement plus élevée si on exceptait les surfaces de plateau des calculs.

Enfin, les bassins constituant le groupe « bordure vellave » sont âgés (Miocène essentiellement et un peu Pliocène). Leur plus grand âge leur a permis d'être plus développés (surface importante) mais on constate que leur longueur n'est guère plus grande que celles du groupe précédent. Leur forme se rapproche des groupes Borne et Devès, allongée et étirée. Le relief est plus différencié (pente plus importante) et le bassin est plus évolué (indice E à 0.41 et grande dénivellation). Ce groupe montre sans conteste le plus grand développement horizontal et vertical. La densité du réseau hydrographique est plus forte. On peut l'attribuer à un degré d'évolution plus important dans le cycle, lié aux plus grandes entailles dans la couverture volcanique et à la mise à l'affleurement de plus grandes surfaces de terrains sous-jacents. Ce groupe est affecté par des glissements anciens de grande ampleur.

Les deux groupes des bordures vellaves et Devès nous intéressent plus particulièrement par le fait que ce sont ces bassins qui concentrent les instabilités, que leur dispositif morphostructural est comparable, mais qu'ils ne sont pas au même stade d'évolution.

L'analyse des profils en long des cours d'eau des bassins constituant chacun des deux groupes, projetés dans un axe orthonormé et normalisé, permet de bien prendre la mesure des différences d'évolution entre ces 2 bordures (fig.159).

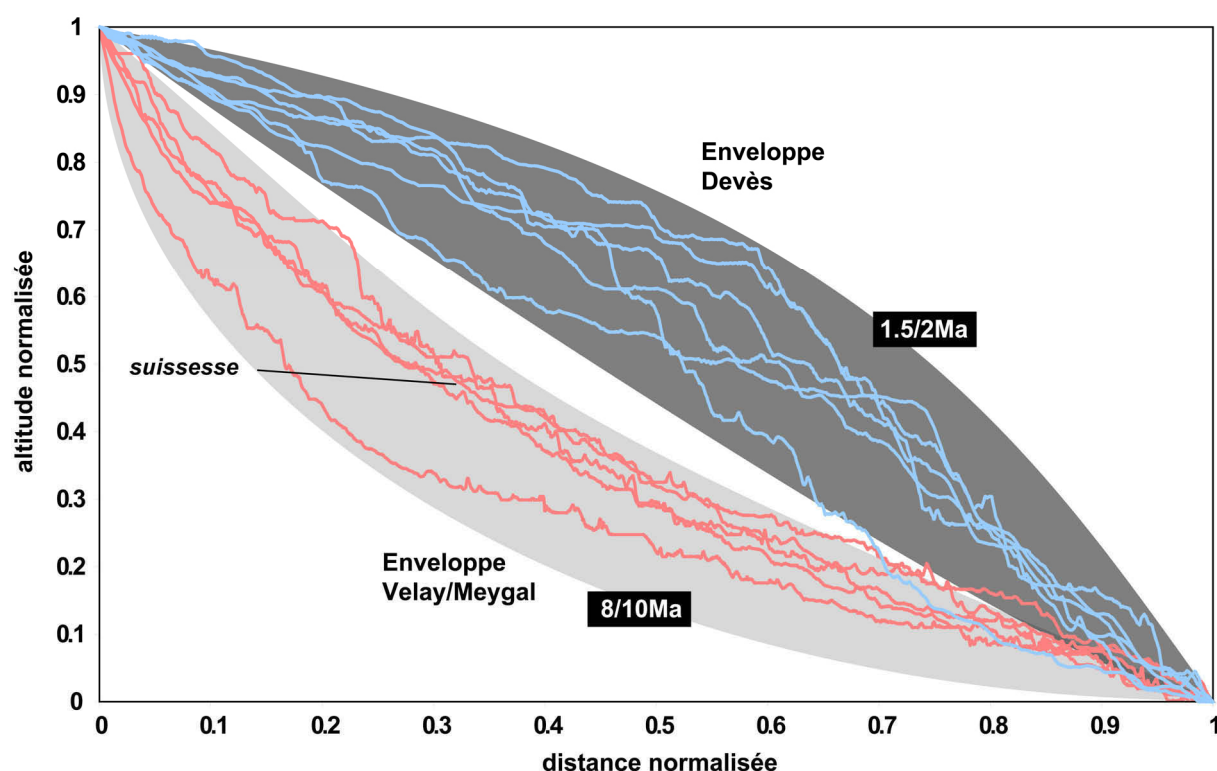


Figure 159 – Profils en long normalisés des drains principaux des bassins versant constituant les groupes « bordure Devès » (bleu) et « bordure vellave » (rosé). Les zones en grisé représentent les enveloppes. Les encadrés rappellent l'âge moyen de la chape volcanique, *in* Poiraud, 2012

Dans le cas du groupe « bordure Devès », les profils en long sont clairement convexes, marque de bassins non encore ajustés au niveau de base que constitue la Loire. Leur partie aval est très pentue, formée par des gorges étroites entaillant vigoureusement la chape volcanique et siège des instabilités anciennes et actuelles. Les cascades y sont fréquentes, marquant les points durs sur lesquels bute l'érosion régressive. Dans le cas du groupe « bordure vellave », les profils sont concaves, se rapprochant des profils d'équilibre classiques. L'ajustement au niveau de base que constitue la Loire est plus ou moins réalisé, en tout cas, bien avancé. À cet ajustement « ancien », se

rajoutent les réajustements pléistocènes en aval, postérieurs à l'excavation des remplissages quaternaires (§3.3.3, §5.5.1.2 et §6.1.3).

Ces profils, corrélés aux âges du « scellement volcanique » des paléotopographies, permettent de tenter une estimation grossière du temps nécessaire aux cours d'eau pour ajuster leur profil. De nombreux éléments sont cependant à prendre en compte comme la fixation du réseau hydrographique actuel et le début de l'incision de la Loire vers 8Ma, le décalage de la première gorge 2/3km plus à l'ouest du tracé actuel (2.8/6 Ma), la fixation définitive de la gorge actuelle vers 1-2Ma et les perturbations dues aux barrages volcaniques entre 2.5 et 1Ma (Defive, 1996). En tout état de cause, les profils de la « bordure Devès » sont récents et leur ajustement post-villafranchien a suivi l'encaissement pléistocène de la Loire. On peut donc supposer un temps proche de 1 à 2Ma pour obtenir ce profil, très loin de l'équilibre. Par contre, il est intéressant de noter que la pénétration des drains principaux à travers la chape volcanique est rapide (une dizaine de km en moyenne en moins de 2Ma, soit un taux moyen minimum de 6.6 km/Ma). Les cours d'eau vellaves s'ajustent depuis 8Ma au moins à un niveau de base changeant, tant en altitude (tectonique compartimentée et soulèvement généralisé jusqu'à 2Ma) qu'en position planimétrique (décalage de la Loire à l'ouest puis migration vers l'est à cause du volcanisme du Devès). De plus, la migration vers l'est a vraisemblablement entraîné une reprise d'érosion du fait d'un niveau de base plus proche (2Ma). Globalement, nous pouvons considérer un ajustement polyphasé qui débute entre 7 et 8Ma, période de fixation des réseaux et d'individualisation des premiers grands bassins (Defive, 1996). Le résultat actuel (profils concaves) serait donc le fruit de près de 8Ma d'érosion. Pour comparaison, la pénétration moyenne des rivières à travers la chape volcanique est de 24km en 8Ma, soit un taux moyen minimum de 3 km/Ma. Notons que le profil de la Suisse, situé dans le bassin de l'Emblavès et non soumis au niveau de base du horst de Chaspinhac (mais d'altitude très proche) et à l'influence des barrages volcaniques plio-pléistocènes, possède le même profil que les cours d'eau vellaves. Son bassin versant est développé entièrement dans le massif du Meygal, du même âge que le massif du Velay, et les sédiments illitiques tertiaires. Au vu de la similitude des profils, on peut émettre l'hypothèse que le temps est ici un facteur de contrôle prépondérant, effaçant les effets de structure sur le long terme.

Nous voyons par cette analyse la différence de développement et de maturité des bassins versants situés de part et d'autre de l'axe ligérien. L'âge de la chape volcanique, et par voie de conséquence la durée d'érosion, semblent être les éléments fondamentaux contrôlant la physiographie des bassins, au-delà même des conditions structurales qui n'en constituent que les détails. Les observations et conclusions faites sur ces 2 groupes de bassins versants rejoignent celles de Jefferson *et al.* (2010) sur les formations basaltiques de la *Cascade Range* en Orégon, USA :

- cascades, profils très raides et faible densité de drainage dans les bassins formés de laves pléistocènes et holocènes (bassins récents),
- réseau développé, absence de cascades dans les bassins anciens,
- augmentation de la densité de drainage et de la dissection des topographies avec le temps.

Nous remarquons également la différence des bilans érosifs entre les 2 bordures, ces derniers étant plus élevés sur la bordure Devès que sur la bordure Vellave. Nous y voyons d'une part la conséquence de l'évolution polyphasée de la bordure vellave qui a connu des rythmes d'érosion et d'incision faibles durant les premiers millions d'année sous des climats moins favorables à l'incision, et d'autre part, la conséquence des phases de blocage lors de la transition plio-pléistocène liées aux barrages volcaniques. Enfin, nous pouvons envisager également un effet d'inertie des grands bassins, moins réactifs aux changements que des petits bassins dont les parties pentues sont proches du niveau de base (forte transmissivité).

6.2.2. Les populations de glissements anciens du Devès et du Velay et leur rapport avec l'élargissement des vallées

Nous ne reprendrons pas les descriptions détaillées de quelques exemples, préférant renvoyer le lecteur aux §2.3.2.1, §2.3.2.2, §2.3.3 et §2.3.4 portant sur les glissements du Monastier, de la Prada, de Montchamp et de St-Vidal. Nous aborderons cette question sous un angle général en utilisant les propriétés morphométriques des paléoglissements et en nous limitant aux complexes de corniche, les complexes de neck étant considérés comme des cas particuliers.

La distribution des glissements en fonction de leur longueur et dénivelée permet de bien scinder un groupe Devès et un groupe Velay (**fig.160**). Les complexes de corniche côté Velay présentent en général des dimensions plus importantes que ceux côté Devès. L'allongement des glissements semble contraint dans des limites comprises entre un $H/L = 0.13$ et un $H/L = 0.31$ avec une moyenne de 0.2. Si la variété des allongements est plus grande pour la bordure vellave, les glissements anciens côté Devès sont plus homogènes avec des H/L élevés, supérieurs à 0.2, excepté pour St-Vidal qui est situé dans la vallée de la Borne, beaucoup plus large que ses tributaires, et qui, de ce point de vue, se rapproche des glissements vellaves. Notons également que les rapports entre les longueurs maxi et mini et les dénivelées maxi et mini des groupes sont similaires (2.6/2.8) sauf pour la variable longueur du groupe Devès qui atteint 6.2.

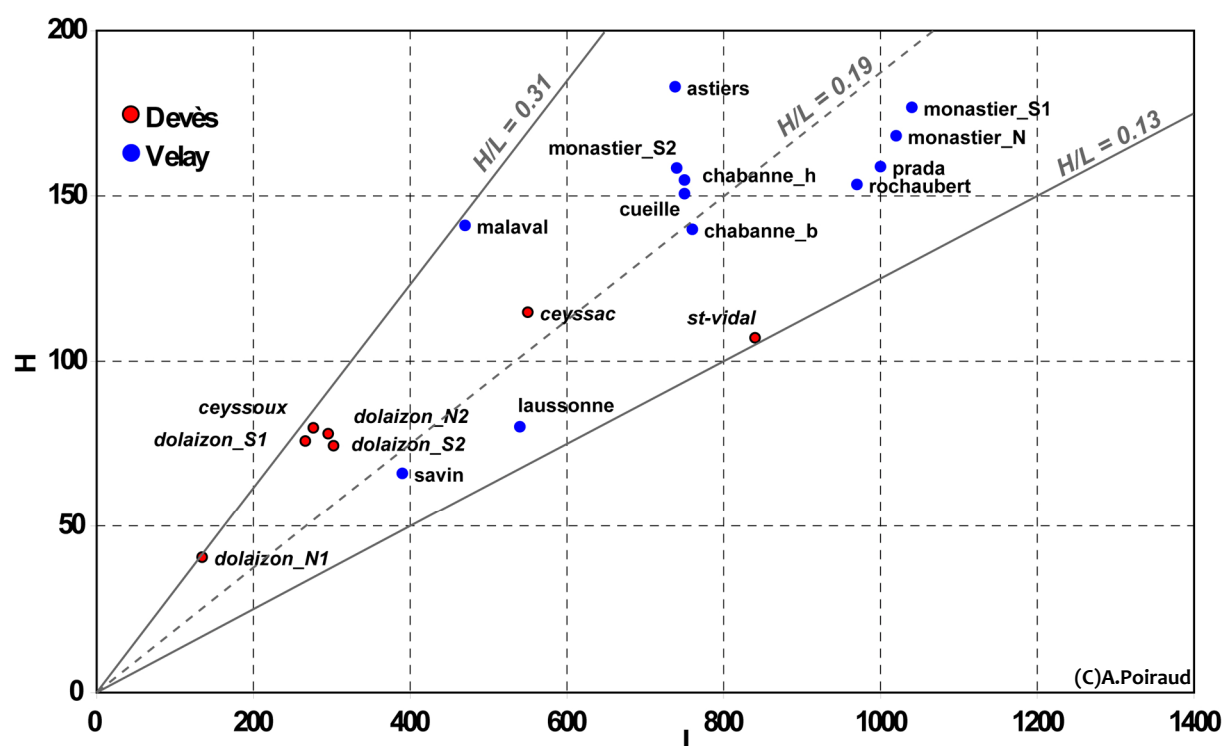


Figure 160 – Relation dénivelée-longueur des glissements anciens du bassin du Puy-en-Velay (Poiraud, 2012)

La mise en relation du H/L avec la largeur des vallées affectées (**fig.161**) permet de constater la forte relation liant ces variables pour les complexes de corniche du groupe « bordure Devès » (ajustement linéaire, $r^2 = 0.92$). A contrario, cette relation n'existe pas pour les complexes de la bordure vellave. La contrainte physiographique, pour les complexes de corniche du Devès, est majeure et contrôle la géométrie des glissements. Les rapports H/L y sont élevés, non pas à cause d'un matériau peu mobile (ce qui n'est d'ailleurs pas le cas dans ce secteur où les formations quaternaires argileuses sont très sensibles à la saturation et deviennent très viscoplastiques) ou d'une trop faible pente, mais à cause d'un manque d'espace. Libérés de ces contraintes physiographiques, les processus peuvent mieux

s'exprimer côté vellave, le H/L étant alors la résultante des propriétés physiques du matériau, du type de mouvement et de la configuration topographique locale (*complexité locale*).

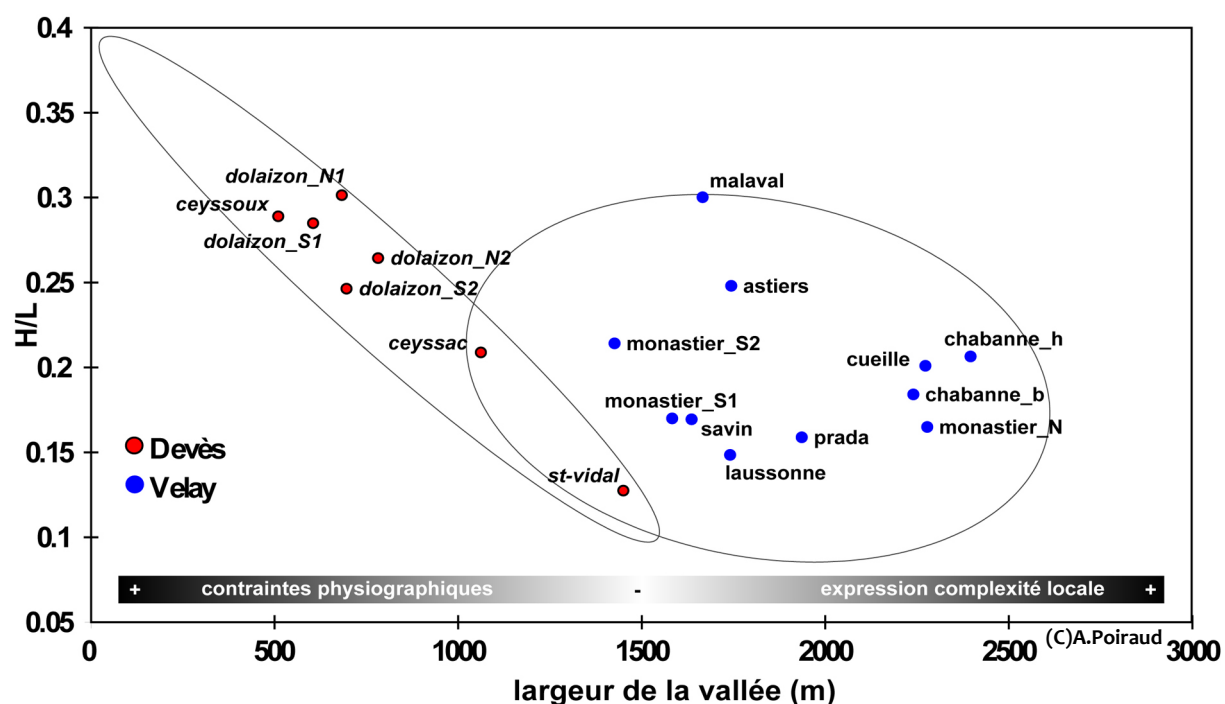


Figure 161 –Relation entre le H/L des complexes de corniche et la largeur de la vallée dans laquelle ils sont situés. En grisé, les ellipses de confiance. Le glissement de Rochaubert étant un glissement de fond de vallée (glissement de cirque), il n'est pas possible de mesurer une largeur de vallée (Poiraud, 2012)

Là encore, le glissement de St-Vidal se distingue de ceux constituant le groupe « bordure Devès ». Assis pourtant sur les mêmes matériaux et contraint par la même chronologie que ses homologues, il tend à se confondre avec les glissements du groupe « bordure vellave ». Sa situation renforce le caractère dominant du contrôle physiographique, en comparaison avec ceux du groupe Devès car, dès lors que ces contraintes sont moins sensibles (développement plus poussé de la vallée de la Borne, plus grande largeur), la géométrie est plus variable et le H/L correspond plus aux caractéristiques mécaniques des matériaux.

Le recul des corniches basaltiques lié aux glissements est difficile à évaluer. Nous parlerons plutôt de « recul théorique », basé sur le rapport entre la surface de corniche supposée disparue (basée sur des critères topographiques, notamment les extrémités des amphithéâtres créés) et la distance à vol d'oiseau séparant ces 2 extrémités. Sa mise en relation avec le H/L permet de voir s'il existe un lien entre l'allongement des glissements et leur effet morphogène sur l'élargissement des vallées (fig.162)

Les glissements de la « bordure Devès » montrent une nette relation entre leur forme et le recul théorique entraîné par leur occurrence. L'allongement des glissements étant contraint par la position du fond du thalweg et par la vitesse d'incision verticale, la seule possibilité de développement est le recul de la corniche. Or, sur la **figure 160**, le développement du H/L pour ce groupe de glissement dépend beaucoup plus de la variation de la longueur (rapport de 6.2) que de la variation de la dénivelée (rapport de 2.8). Ainsi, à ce stade d'évolution des vallées, nous posons l'hypothèse d'un développement des glissements par rétrogression amont ayant pour conséquence un recul des corniches basaltiques, seule voie possible de développement des glissements et de stabilisation des pentes vers un profil d'équilibre. Par contre, à des stades plus évolués (côté Velay), cette dynamique est moins nette, le H/L étant décorrélaté des valeurs de recul théorique. Les contraintes

physiographiques ne contrôlent plus le développement des glissements et les variations de H et de L s'équilibrent (2.7 pour la dénivelée et 2.6 pour la longueur). Les glissements répondent plus à des déséquilibres locaux propres aux versants (matériau, pente, conditions hydrogéologiques, paléoclimat, etc.) qu'à des contrôles physiographiques liés à l'élargissement rapide de vallées encaissées.

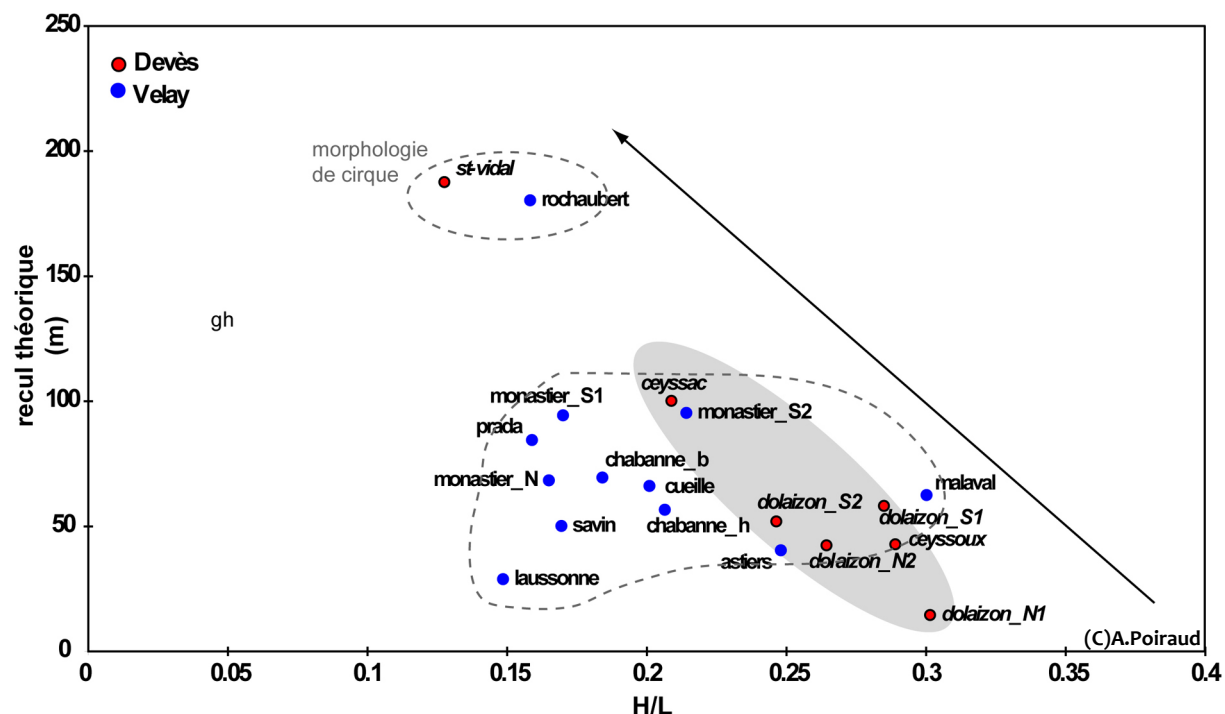


Figure 162 – Relation entre le recul théorique de la corniche basaltique et le H/L des glissements

Les profils de 7 versants affectés par des paléoglissements permettent de prendre la mesure du rapport entre glissement et développement latéral des vallées (**fig.163**).

Les versants vellaves sont nettement plus longs, mais surtout présentent un profil général concave, signe d'un certain niveau d'ajustement vers des conditions d'équilibre général. Les versants côté Devès sont plus courts, plus irréguliers, la concavité est moins marquée et les pentes sont plus raides. Ces pentes sont loin de la pente d'équilibre ce qui signifie que ces versants sont actuellement en phase d'ajustement et répondent au déséquilibre provoqué par l'incision par un allongement vers l'amont (recul des corniches).

En terme de bilan, nous pouvons estimer une vitesse d'élargissement d'environ 300m/Ma côté Velay contre 560m/Ma côté Devès, soit 1.8 fois plus rapide. Ce rapport rejoint celui concernant la pénétration du réseau vers l'amont qui est 2.2 fois plus rapide côté Devès que côté vellave (§6.2.1, nous restons dans les mêmes gammes de vitesse). Cet élargissement est essentiellement lié aux grands glissements de versant, notamment les « complexes de corniche ».

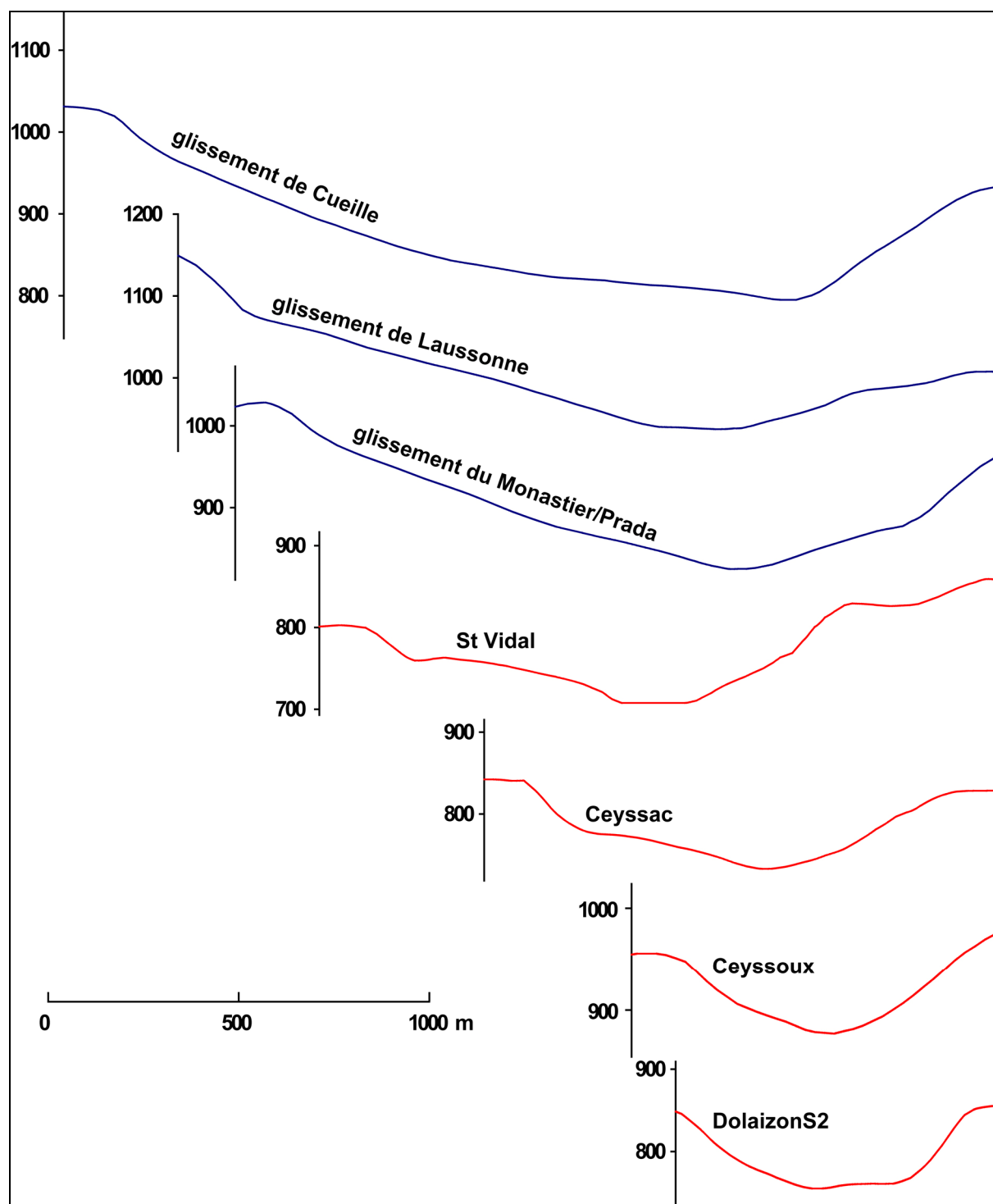


Figure 163 – Profils transversaux de 7 sections des vallées de la Gazeille et de la Laussonne (bordure Vellave, trait bleu) et de la Borne, Ceyssac, Ceyssoux et Dolaizon (bordure Devès, trait rouge)

6.2.3. Essai de synthèse et proposition d'un modèle de coévolution entre vallées et grands glissements de versant (complexes de corniche)

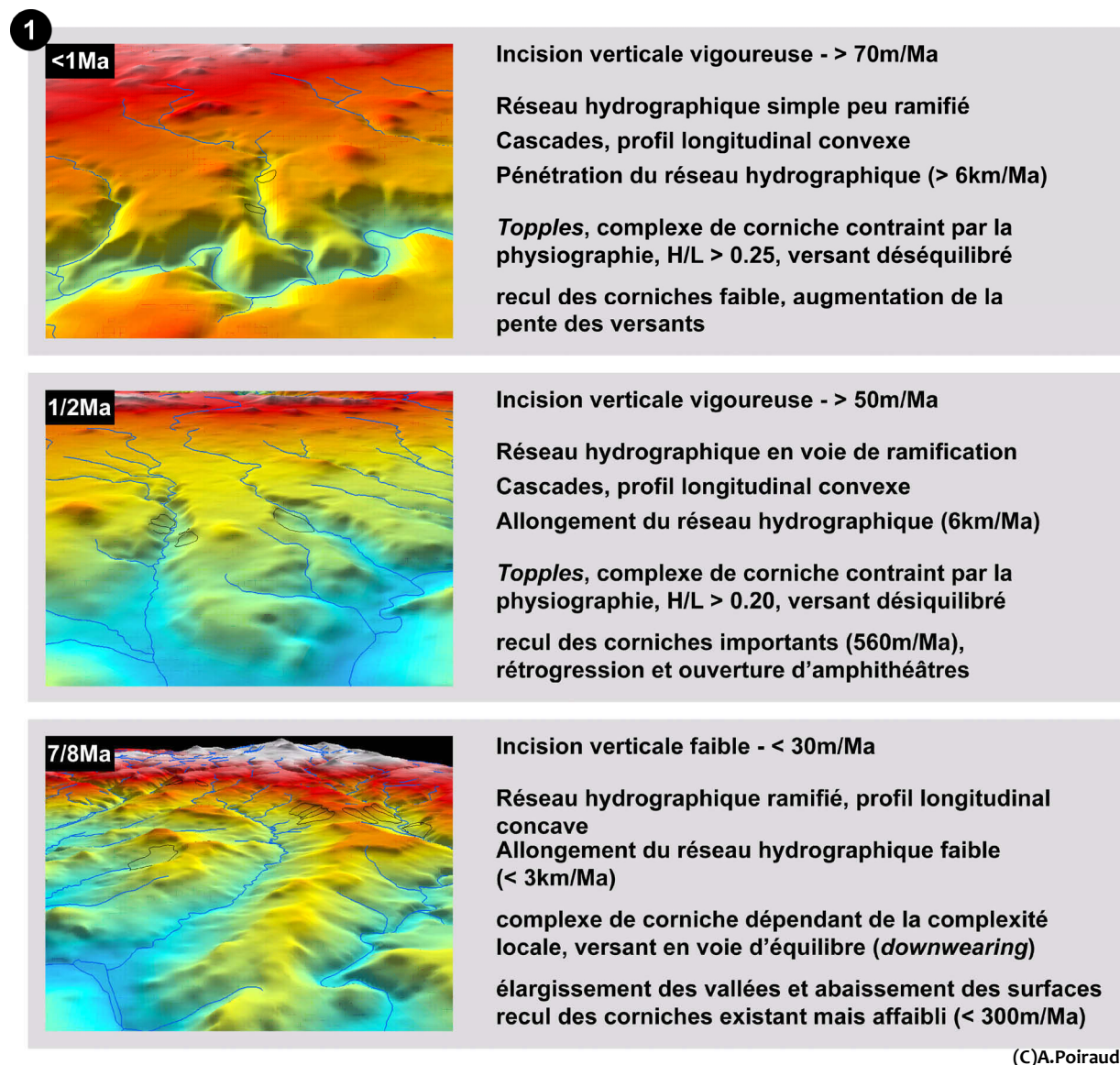
Guy Kieffer, dans son travail de thèse portant sur l'évolution des bassins volcanisés du Massif central et de leurs bordures, avait proposé une synthèse sur les modalités d'évolution des appareils volcaniques et des rebords de plateau basaltique en fonction du contraste lithologique entre ces

coulées et leur support, et en fonction de la morphologie des édifices volcaniques (Kieffer, 1962). L'auteur avait insisté sur l'importance des *foirages* (que l'on qualifierait aujourd'hui de fluage et qui correspondent aux complexes de corniche) dans l'évolution de ces rebords de plateau basaltique et sur l'importance qu'occupaient ces phénomènes gravitaires dans le façonnement des vallées.

Au regard des résultats et des nouvelles données acquises dans le cadre de cette thèse, nous proposons d'enrichir et de préciser les conclusions de Kieffer pour ce qui concerne le bassin du Puy.

Le modèle d'évolution des hautes surfaces créées par les épanchements basaltiques du Devès et du Velay, dans le contexte du soulèvement tectonique pliocène, peut suivre ces 3 grandes étapes (fig.164.1) :

- **ETAPE 1 (premier million d'années)** - suite à l'abaissement rapide du niveau de base, les plateaux sont entaillés par des cours d'eau simples. L'incision y est rapide, formant d'étroites gorges aux pentes abruptes. La chape volcanique, perméable, favorise certainement la concentration de circulations infrabasaltiques à la faveur du contact avec le substrat sédimentaire sous-jacent, ou intrabasaltiques, à la faveur de la structure en « millefeuilles » caractérisant les empilements de coulées (Mergoil & Boivin, 1993). Les conditions hydrologiques restent incertaines à ce niveau (réseau aérien, réseau souterrain ?). Cependant, dès lors que le substrat est mis à jour, les drains principaux sont uniquement aériens. L'accroissement des pentes le long des gorges favorise les déstabilisations qui prennent souvent la forme de *topples*, d'écroulements ou de début de complexes de corniche. Ces instabilités restent très contraintes par la physiographie qui dicte leurs dimensions. L'essentiel de l'énergie fluviatile est concentré à inciser verticalement et à pénétrer au sein du plateau basaltique. Les profils longitudinaux sont très convexes avec un profil amont à faible pente, une ou plusieurs ruptures (cascades) et un profil aval très pentu.
- **ETAPE 2 (entre 1 et 2 millions d'années)** - la fixation du réseau principal et l'enfoncement à travers le substrat favorisent l'augmentation du rapport affleurement de substrat/affleurement de basalte. Le réseau hydrographique se ramifie et se complexifie (apparition de sous-bassins) et continue de s'allonger et de pénétrer le massif. Les instabilités de versant prennent de plus en plus la forme de glissements de type complexe de corniche et tendent à rétrograder à l'amont, favorisant le recul des corniches basaltiques et le développement de « cirques » mettant à l'affleurement de plus grandes surfaces de substrat sous-jacent. À ces endroits, les vallées s'élargissent. Malgré tout, la contrainte physiographique reste forte et le H/L des glissements est encore fortement soumis à cette donnée. Les pentes demeurent importantes et les profils de versant sont encore loin de l'équilibre, tout comme les profils longitudinaux qui restent marqués par la convexité.
- **ETAPE 3 (au bout de 7-8Ma)** - un stade plus mature est atteint avec la disparition des cascades et la régularisation des profils longitudinaux (concavité). Les réseaux hydrographiques sont développés et les plateaux basaltiques disséqués. Ses bordures sont festonnées et il peut apparaître des *mesas* résiduelles. Les dynamiques d'incision sont plus faibles, tout comme les vitesses de pénétration et d'allongement des drains principaux. Les versants sont allongés et de forme concave, tendant vers la pente d'équilibre des matériaux constitutifs. Les hauts de versant sont toujours affectés de complexes de corniche mais les bas des versants peuvent ne pas être affectés par ces glissements (glacis, terrasses étagées, etc.). Les instabilités paraissent plus ubiquistes dans l'espace. Les vallées sont larges malgré un ralentissement des vitesses de retrait des corniches basaltiques et la dynamique de *downwearing* semble être dominante.



(C)A.Poiraud

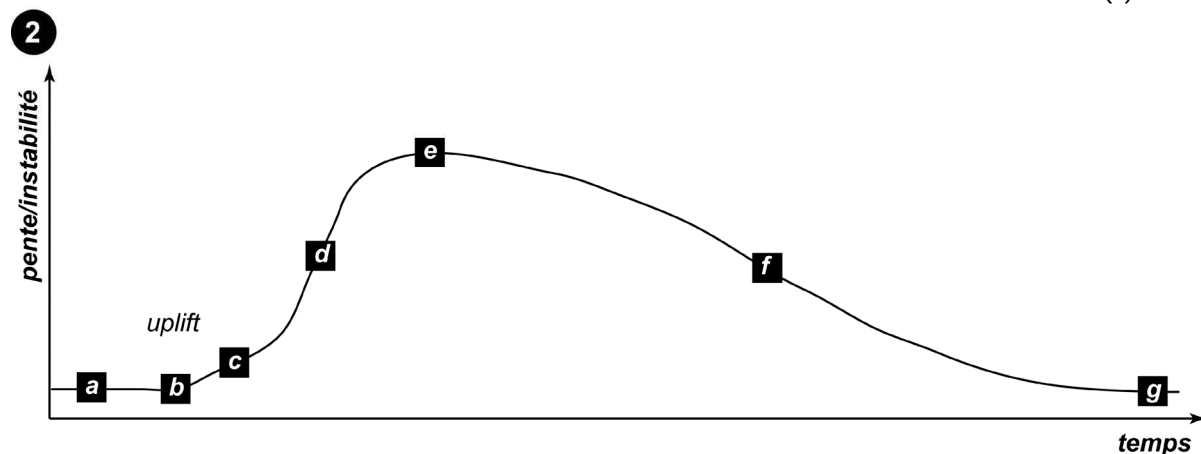


Figure 164 – Modèle de coévolution vallée/glislements de versant. 1) grandes phases d'évolution des plateaux formés par les épanchements basaltiques et type de morphogénèse, 2) modèle simple d'évolution stadiaire de la pente générale et des instabilités en fonction du temps (explication des lettres dans le texte)

Le temps et son expression, les stades d'évolutions géomorphologiques, deviennent donc un facteur de contrôle prédominant du niveau d'instabilité potentielle, à l'échelle des bassins versants et des

périodes géologiques. À partir du schéma d'évolution proposé précédemment, il est envisageable de lier ce temps avec les niveaux de pente générale et d'instabilités de versant pour le bassin du Puy (fig.164.2).

- **stade a** – relief adouci sans activité de versant marquée (pénéplaine ou stade final d'un cycle d'érosion antérieure, scellement des paléotopographies par les couvertures basaltiques) en situation cyclique (fin de cycle) ou acyclique. On peut considérer la topographie présente à ce stade comme la référence pour quantifier les effets de l'érosion postérieure.
- **stade b** – abaissement relatif du niveau de base par un soulèvement tectonique rapide (ajustement isostatique). Les changements de style fluvial ainsi que la tendance à l'encaissement du réseau (épigénie) font basculer la situation précédente vers une situation de reprise d'érosion cyclique, un rajeunissement (*rejuvenation*).
- **stade c** - cette reprise d'érosion, en contexte d'incision rapide, reste cantonnée le long des axes fluviaux majeurs où l'accentuation de la pente favorise les dynamiques de versant. À ce stade, les matériaux rocheux pourront donner des morphologies de gorges tandis que les matériaux meubles favoriseront les formes de glissements de masse. En dehors de ces axes, les surfaces antérieures sont préservées et ne sont pas encore soumises aux conséquences de l'incision des drains principaux. Le relief reste encore peu disséqué.
- **stade d** - dissémination des vagues d'érosion le long des axes hydrographiques principaux, pénétration de ces axes dans les massifs et augmentation de la pente moyenne. On observe l'incision progressive des couvertures sédimentaires, le décapage des altérites héritées et le recul des corniches. La mise à jour des structures géologiques commence à se faire et la différenciation s'opère. À ce stade, l'incision et la dissection des surfaces antérieures restent prépondérantes, mais l'amorce d'un élargissement des vallées est visible. Les instabilités sont généralisées dans les zones de pente importante et restent assujetties à la position des axes hydrographiques et contraintes par les conditions physiographiques.
- **stade e** – amenuisement progressif des hautes surfaces antérieures, mise à jour des structures géologiques enfouies (dykes, cheminées, etc.), différenciation maximale (valeur d'entropie maximale) et élargissement des vallées. Le compartimentage est maximal, les glissements de terrain ne sont plus contraints par la physiographie et affectent tout l'espace en fonction de conditions locales créées par ce compartimentage (*complexité locale*). L'amorce des dynamiques de *downwearing* est sensible à la fin de ce stade et les profils longitudinaux se rapprochent des profils d'équilibre. Possibilité d'un état d'équilibre (*steady-state*).
- **Stade f** – disparition des lambeaux de plateaux volcaniques résiduels et abaissement généralisé des interfluves et de la pente des versants. Les profils longitudinaux sont à l'équilibre. L'homogénéisation progressive des paysages efface le compartimentage géomorphologique du stade précédent et le niveau d'instabilité baisse au fur et à mesure que s'abaisse la topographie. Quelques instabilités peuvent persister au bas des molles convexités sommitales, le long des thalwegs ou sur les rebords de reliefs de résistance.
- **stade g** - quasi-planéité d'ensemble malgré quelques reliefs résiduels possibles. La couverture volcanique a complètement disparu, laissant parfois quelques timides affleurements d'appareils enfouis. Les instabilités sont pratiquement inexistantes.

Le stade c correspondrait aux bassins versant jeunes de la « bordure Devès », comme illustré dans la figure 164.1. Ce stade pourrait donc être atteint en moins d'1Ma. Le stade d est bâti à partir des

exemples des bassins versant de 1 à 2Ma de la « bordure Devès », qui connaissent déjà une amorce d'élargissement des vallées. Le stade correspondant aux bassins versants de la « bordure vellave » serait le stade e, à 7/8Ma. Ces durées sont à rapprocher de celles avancées par de nombreux auteurs qui fixent de manière générale le temps nécessaire à l'accomplissement d'un cycle de type « davisien » entre 10 et 25Ma (Gilluly, 1955 ; Schumm, 1963 ; Judson & Ritter, 1964 ; Melhorn & Edgar, 1975 ; Bishop, 2007). Ce que nous observons, à 7/8Ma, est encore loin de la *end-peneplain* davisienne mais la dissection du plateau vellave est déjà bien avancée, du moins dans ses confins, ce qui donne une chronologie cohérente avec celles trouvées par les autres auteurs.

Bien entendu ce schéma reste très global et soumit aux conditions lithostructurales locales, à l'éloignement du niveau de base, à l'existence de ruptures (*knickpoints*), aux conditions climatiques générales, aux rythmes de l'incision, etc. qui modifieront ce canevas général ainsi que les rythmes d'évolution. En tout état de cause, et malgré les nombreuses incertitudes de détail qui subsistent, il apparaît que ces grands glissements de versant (complexes de corniche) sont un moteur majeur de l'élargissement des vallées lesquelles contrôlent, en fonction de leur stade d'évolution, les dimensions et le type de ces glissements. Il existe donc bien une interaction entre l'évolution des vallées et les rythmes et types de glissement qui les affectent. Nous pouvons définitivement parler de coévolution entre relief et glissements de terrain dans le bassin du Puy.

6.3. L'influence possible des phases climatiques fraîches et humides : l'exemple du Subboréal et des interstades würmiens

Dans le chapitre 4, nous avons abordé le champ de recherche qui porte sur la datation des paléoglissements et le lien existant, à l'Holocène du moins, entre les phases humides et fraîches et la réactivation des processus gravitaires.

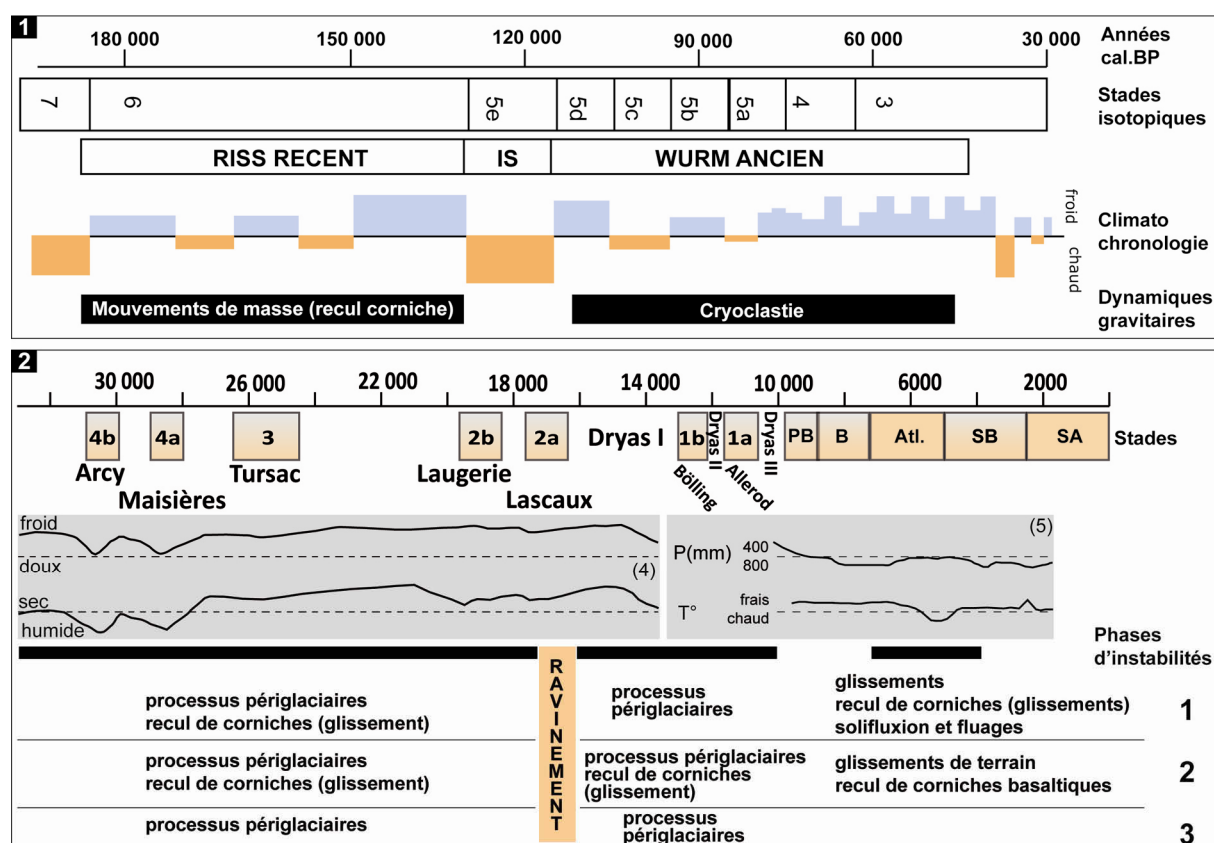
La possibilité qu'il nous a été donnée de dater 4 paléoglissements dans la vallée de la Laussonne et à ses alentours nous permet de poser quelques hypothèses quant au rôle du facteur climatique dans l'initiation et la réactivation des processus gravitaires.

Une partie des résultats présentés a fait l'objet d'une communication orale lors du colloque Q8 à Clermont-Ferrand (février 2012) et s'intitulait « *Landslides reactivation during the Subboreal period in the tertiary basin of Puy-en-Velay* » (Poiraud, 2012).

6.3.1. Ce que l'on sait...

A l'échelle du Pleistocène récent et de l'Holocène, quelques auteurs ont proposés des chronologies soulignant les phases d'instabilité potentielle (**fig.165**)

Raynal (1986) et Raynal *et al.* (2001), à partir de l'étude des comblements de 4 abris sous roche et gîtes paléontologiques situés dans le bassin du Puy (les Rivaux, Solignac, Polignac et Soleilhac) ont reconstitué les dynamiques gravitaires du Riss récent et du Würm ancien. Sans préciser le rôle des interstades, les auteurs reconnaissent une période générale de forte activité gravitaire au Riss récent avec essentiellement des phénomènes de démantèlement des abrupts basaltiques et des transports en masse le long des versants. Nous voyons dans ces propos une possible période d'activation des complexes de corniche. Le Würm ancien semble moins favorable à ces processus de transfert en masse avec une production plus importante de gélifractions et d'éboulis massifs au pied des structures volcaniques.



(C)A.Poiraud

Figure 165 – Chronologies des dynamiques gravitaires dans le bassin du Puy. 1) à l'échelle du Riss récent et du Würm ancien, d'après Raynal (1986) et Raynal *et al.* (2001). 2) A l'échelle du Würm récent et de l'Holocène, avec 1- Bout, (1948, 1960, 1974) 2- Kieffer (1962), 3- Valadas (1984). Les reconstitutions climatiques sont tirées de Bosselin & Djindjian (2003) (4) pour le Würm récent en Europe de l'ouest et de Siffedine *et al.* (1996) pour l'Holocène au lac du Bouchet (Devès) (5)

Depuis le dernier interglaciaire, les auteurs s'accordent sur l'existence d'une intense phase d'instabilité couvrant l'ensemble du Würm récent jusqu'à la fin du Tardiglaciaire (Bout, 1948, 1960, 1972 ; Kieffer, 1962 ; Valadas, 1984). Les processus à l'œuvre sont essentiellement périglaciaires avec d'importants reculs de corniches basaltiques par glissement. Il n'est pas précisé si ces phénomènes couvrent l'ensemble de la période ou s'ils sont liés aux interstades. Une seconde période, à la transition entre la fin de l'Atlantique et le début du Subboréal aurait connu d'importants glissements favorisant le recul des corniches basaltiques ainsi qu'une recrudescence de processus plus superficiels de type solifluxion et fluage.

Les interprétations géomorphodynamiques sont basées sur l'observation des sédiments et les calages chronologiques ont été réalisés en fonction de l'industrie préhistorique trouvée sur place ou des faciès sédimentologiques. Nous restons donc sur une chronologie qualitative et le détail des rythmes des instabilités n'est pour le moment pas précisé au sein de chaque période reconnue comme favorable aux instabilités.

6.3.2. Datations des paléoglissements et interprétations paléoclimatiques

Le long de la vallée de la Laussonne, 4 paléoglissements ont pu être datés (fig.166 et tableau 5, §2.2.3). Les dates obtenues correspondent aux fonds des remplissages organiques pour 3 glissements (Monchamp, Laussonne et Monastier) et au contact entre la base de coulées de solifluxion et une terrasse fluviatile (Arsac).

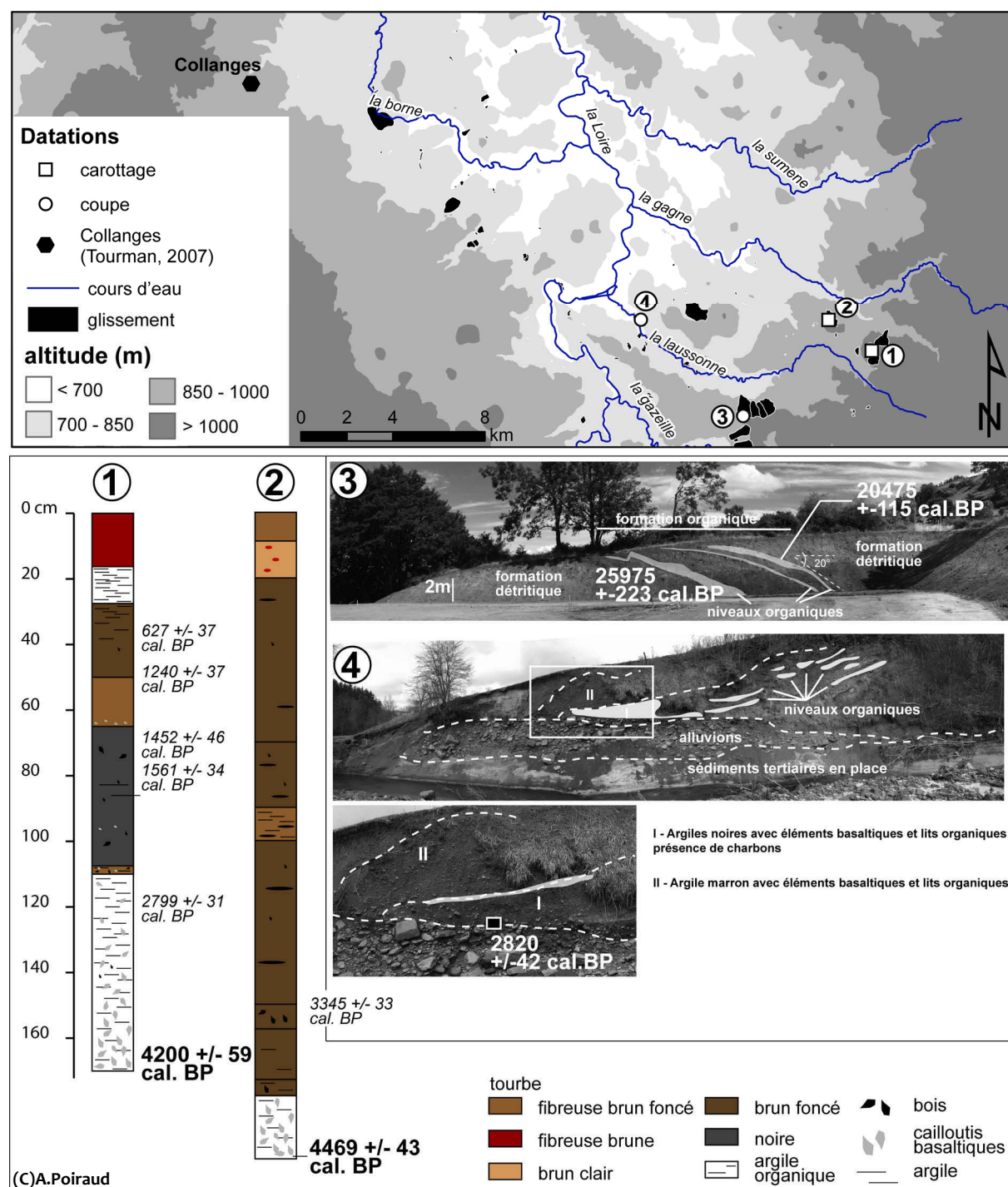


Figure 166 – Situation des glissements datés, description succincte des formations datées et dates obtenues en âge C_{14} cal.BP avec l'intervalle de confiance à 1σ (calibration Fairbanks 0107). 1- Laussonne, 2- Montchamp, 3- Monastier et 4- Arsac

En complément des datations, une analyse palynologique fondée sur l'étude des grains de pollen et des microfossiles non polliniques a été réalisée par Yannick Miras (GEOLAB) sur la carotte de Laussonne afin de i) mieux comprendre le contexte environnemental local et ii) caler le carottage avec d'autres références locales. Pour ce qui nous concerne, nous retiendrons uniquement la base de la carotte qui permet de se recaler avec les études menées par Tourman (2007) sur la tourbière de Collange située sur le plateau du Devès à une altitude de 984m ainsi que les études de Baulieu *et al.* (1984) sur le lac du Bouchet (Devès, 1100m). Les spectres palynologiques obtenus par Yannick Miras

montrent le maximum de l'extension de *Fagus* à 2799 ± 31 cal.BP environ ce qui correspond bien à ce que trouvait Latour-Argant (in Tourman, 2007) à 25cm de profondeur sur la tourbière de Collanges et datée à 2851 cal.BP. L'extension des formations à *Abies* sur la carotte de Laussonne est tout juste postérieure et culmine à 1626 ± 34 cal.BP ce qui correspond au maximum de l'extension d'*Abies* relevé à Collanges et encadré par les dates de 1342 et 2851 cal.BP. Cette configuration rejoint également les travaux de Beaulieu *et al.* (1984) et Reille & Beaulieu (1988) et confirme le calage palynologique de la carotte de Laussonne avec les références régionales. De fait, nous pouvons nous référer aux chronozones récentes établies par Beaulieu *et al.* (1988) pour le Massif central.

Au vu des dates obtenues, et avec toute la prudence nécessaire liée au faible nombre de glissements datés, nous retenons 3 périodes d'instabilités.

La première période d'instabilité serait antérieure au dernier Pléniglaciaire. L'analyse de la coupe du Monastier (3, **fig.166**) révèle l'existence, au sein du dernier Pléniglaciaire, d'un ralentissement des dynamiques gravitaires voire d'un arrêt complet des glissements de terrain (accumulation organique de 26 000 cal.BP à 20 500 cal.BP, conditions froides et sèches). La présence d'un remplissage organique implique l'existence d'une contre-pente formée par un glissement antérieur à 26 000 cal.BP, ce qui calerait l'âge du glissement au début de l'interstade Tursac ou pendant la période climatiquement fluctuante entre Arcy et Maisière. Peu de littérature existe sur la datation de glissements durant cette période et nos interprétations restent donc du domaine des hypothèses. Les interstades Arcy et Maisière ont connu un fléchissement positif des températures et des précipitations plus sensibles que l'interstade Tursac. On peut supposer, alors que le bassin du Puy a pu connaître un pergélisol continu durant le Würm récent (Bertran *et al.*, 2012), une fonte partielle de ce pergélisol entraînant le fluage des formations sédimentaires sous-jacentes. L'augmentation de l'humidité du climat peut également avoir joué en favorisant l'imbibition des matériaux et l'augmentation des pressions interstitielles. En tout cas, l'absence de signes de glissements de terrain pendant le maximum glaciaire (26 000-20 500 cal.BP) confirmerait le caractère défavorable des climats secs et froids sur l'occurrence de glissements de terrain dans le bassin du Puy.

Concernant les 2 complexes de Laussonne et Montchamp, les âges obtenus sont des âges minimums. La question d'une possible occurrence des phénomènes antérieurement aux dates obtenues mérite d'être discutée.

Dans ces 2 cas, nous avons affaire à des tourbières topogènes développées à la faveur de contre-pentes situées sous l'escarpement principal des glissements. Cubizolle *et al.* (in press), dans la région du Livradois-Forez située un peu plus au nord, mais soumise aux mêmes conditions climatiques que les hauteurs du bassin du Puy, montrent, à partir de la datation de 81 tourbières, que les densités de probabilités sont les plus importantes pour les périodes 10200-5400 cal.BP et 4500-500 cal.BP. Les périodes Boréal et Atlantique montrent un maximum de turfigénèse tandis que le Subboréal connaît un ralentissement de l'activité dans le Massif central oriental. Ces 2 périodes de forte turfigénèse du Boréal et de l'Atlantique sont reconnues en Europe occidentale et septentrionale, notamment l'Atlantique ancien pour le contexte très humide de cette période (Tourman, 2007). Dans ces conditions, si la topographie était favorable à la turfigénèse antérieurement aux datations obtenues sur les 3 sites (initiation des glissements avant le Subboréal), pourquoi n'en retrouve-t-on pas de traces à des dates antérieures ? Cet argument nous incite à penser que le remplissage organique et les dates obtenues sont finalement très proches de la modification topographique induite par les glissements.

Ces dates (et l'argumentaire concernant leur statut de dates minimum) confirment l'existence d'une probable phase de glissements de terrain au Subboréal. Dans cette partie du Massif central, cette période est corrélée au maximum de développement de *Fagus* et *Abies*, marqueurs d'un climat plus frais et plus humide (taxons montagnards) que la période précédente, l'Atlantique, qui connaissait

une extension maximale de *Quercus* et *Tilia* (Reille *et al.*, 2000). Siffedine *et al.* (1996), à partir des reconstitutions paléoclimatiques basées sur les assemblages polliniques de la carotte du Bouchet (Devès), proposent d'ailleurs entre 5000 et 4000 cal.BP, l'initiation d'une augmentation des précipitations et d'une baisse des températures moyennes annuelles, marquant le passage progressif de l'Atlantique vers le Subboréal.

Le cas des coulées de solifluxion d'Arsac ne pose a priori pas de problème quant à leur origine, le niveau de paléosol enfoui étant en contact direct avec une paléoterrasse emboîtée dans les formations sédimentaires en place. L'événement est également subboréal et se cale, selon la carotte de Laussonne, avec le début de la régression de *Fagus*, la montée d'*Abies* et l'ouverture du milieu. Cette période marque également le début de la turfigénèse au sein de la carotte de Laussonne. Cet épisode de 2800 cal.BP est connu à l'échelle mondiale comme le *bond event 2* (Bond *et al.*, 1997) et fait partie d'une série d'épisodes froids soumis à un cycle de 1500 ans environ durant l'Holocène. Cet épisode de 2800 cal.BP est corrélé à des regains d'activité érosive autour du bassin méditerranéen (Devillers, 2005), dans les Pyrénées (Galop *et al.*, 2007), à une augmentation des précipitations en Sibérie du Sud (van-Geel *et al.*, 2006) ou une nette augmentation des glissements de terrain dans les Dolomites (Borgatti & Soldati, 2010) entre autres exemples. Wanner *et al.* (2011) insistent cependant sur la grande variabilité spatio-temporelle de ces événements froids et sur la variabilité de leur caractéristique d'humidité. Localement, et selon les reconstitutions de Siffedine *et al.* (1996), cette date de 2800 cal.BP est corrélée avec un petit pic de précipitations et un abaissement rapide des températures.

6.3.3. Conclusions, discussions et hypothèses

Au vu de ces arguments, il apparaît que les phases froides (ou fraîches) et humides du Pléistocène récent et de l'Holocène sont favorables à l'initiation et/ou à la réactivation de glissements de terrain de type complexe de corniche.

L'argument d'un bilan hydrique positif au Subboréal, par chute de l'évapotranspiration et cumul des précipitations favorisant l'imbibition des formations meubles, est largement évoqué dans la littérature pour ce qui concerne les facteurs favorables à l'initiation des glissements de terrain (Buma & Dehn, 1998 ; Dehn *et al.*, 2000 ; Soldati *et al.*, 2004). Cet argument semblerait convenir pour le bassin du Puy où les 2 phases probables d'activités de glissements au Subboréal coïncident avec des climats plus humides et plus frais (changement progressif au début du Subboréal et *bond event 2*) corrélés aux montées d'*Abies* et *Fagus*.

Par contre, il nous est très difficile de statuer sur la possible phase de glissements durant les interstades Arcy, Maisières et éventuellement Tursac. Nous ne pouvons qu'évoquer les 2 possibilités de fonte du pergélisol et de bilan hydrique positif sans savoir si ces 2 causes ont joué ensemble et, si tel est le cas, quelle sont leurs contributions respectives.

L'hypothèse d'une recrudescence des épisodes cévenols au subboréal, lesquels sont générateurs de glissements de terrain (§5.4.2), reste ouverte. En effet, Gioia *et al.* (2010) précisent qu'en Europe méridionale, le Subboréal représente un optimum de température et de précipitations. Ces conditions peuvent être compatibles avec une plus forte évaporation dans le bassin méditerranéen et une production de pluies orographiques plus accusée remontant vers le nord (similaires aux épisodes cévenols actuels). Cependant, n'oublions pas que les niveaux marins holocènes méditerranéens sont particulièrement difficiles à interpréter (variations multifactorielles) et que la constitution d'interpolation climatique, pour cette période et sur ces bases, est délicate (Dalongeville & Fouache, 2005).

Malgré les incertitudes persistantes autour des éléments de contrôle, nous proposons le schéma de synthèse suivant réajustant les conclusions des anciens auteurs et précisant les processus en jeu (fig.167).

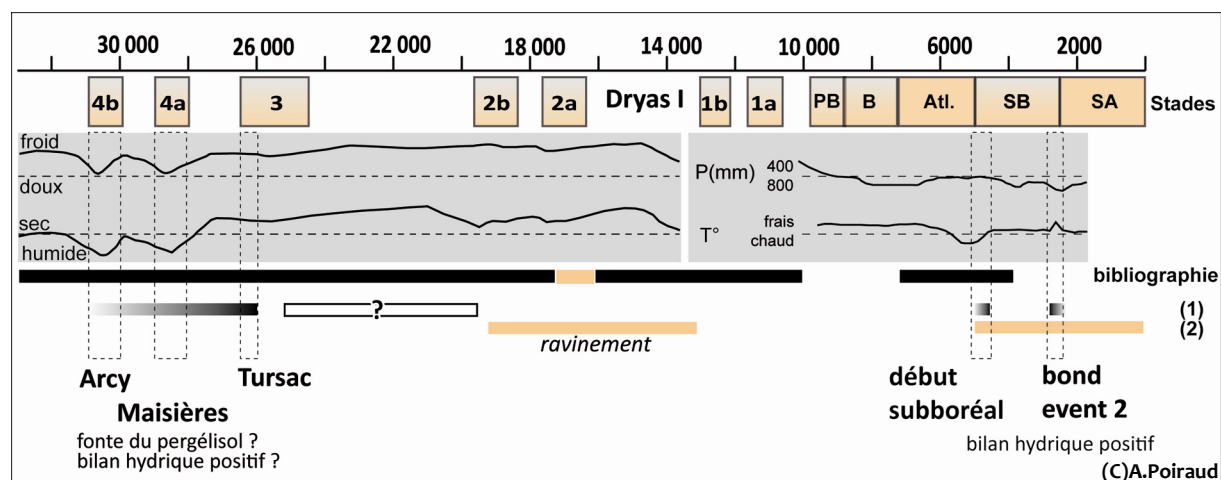


Figure 167 – Synthèse (incomplète) des phases d'activité gravitaire depuis les 30 000 dernières années sur le bassin du Puy et ses environs. (1) – résultats de la présente thèse, (2) – niveau d'érosion (ravinement) enregistré au lac du Bouchet (Degeai & Pastre, 2009)

Le Würm récent connaîtrait des phases de glissement de terrain aux interstades précédant le dernier maximum glaciaire (fonte du pergélisol ? bilan hydrique positif ?) tandis qu'une accalmie serait envisagée pendant ce maximum sans que celle-ci puisse être clairement démontrée. Par contre, les processus périglaciaires auraient favorisé une érosion importante (par ravinement et gélifraction) lors du Tardiglaciaire. Le début de l'Holocène semblerait relativement stable et le regain d'activité de glissements de terrain se ferait à la transition Atlantique/Subboréal avec un second pic à la fin du Subboréal (*bond event 2*) en relation avec un bilan hydrique positif. Durant cette même période, l'augmentation de la pression anthropique favoriserait les décapages superficiels par ravinement (Degeai & Pastre, 2009).

Conclusions du Chapitre 6

En réponse aux questionnements soulevés dans le chapitre 5, le chapitre 6 apporte quelques éléments de compréhension supplémentaires inscrits dans le temps long.

Tout d’abord, nous soulignons l’importance des effets de l’encaissement du réseau hydrographique, générateur de discontinuités (*knickpoints*) et révélateur de compartimentage géomorphologique. Ces discontinuités opèrent à l’échelle des profils longitudinaux, isolant certaines portions de bassin versant de la dynamique d’incision de la Loire, ou à l’échelle des versants, déconnectant et figeant certains versants. Ces discontinuités perturbent la transmission des vagues d’érosion régressive et sont un des facteurs fondamentaux du compartimentage géomorphologique caractéristique du bassin du Puy. Par ce biais, elles contrôlent la localisation d’ensemble de glissements et la connectivité des versants au réseau hydrographique.

Ensuite, la juxtaposition de terrains exposés à des durées d’érosion différentes liées à l’âge du scellement volcanique des paléotopographies, offre au géomorphologue un véritable palimpseste paysager. La possibilité donnée de reconstituer les stades d’évolution et leurs modalités morphogénétiques permet alors de proposer un schéma d’évolution, ou plutôt de coévolution, entre le façonnement des vallées et les grands glissements de masse. Les interactions sont manifestes, les complexes de corniche étant à l’origine du recul des corniches basaltiques et de l’élargissement des vallées, mais contraints dans les premiers temps par la physiographie. Ce couplage entre la physiographie et la géométrie des glissements permet de cerner la prédominance du relief sur les facteurs locaux et vice-versa.

Enfin, au cours de l’Holocène, le Subboréal (et probablement les interstades d’Arcy et Maisières) apparaît comme une période privilégiée d’activité gravitaire, à l’origine de l’initiation ou de la réactivation de glissements complexes œuvrant au recul des bordures de plateau. Ces périodes d’activité gravitaire sont liées :

- pour le Subboréal, à une « continentalisation » du climat marqué par un rafraîchissement des températures, une augmentation des précipitations et la montée d’*Abies* et *Fagus sylvatica*,
- pour les interstades d’Arcy et Maisières, à une atténuation des conditions froides du Pléniglaciaire et à une augmentation des précipitations.

Si l’hypothèse d’un bilan hydrique positif favorable aux glissements de terrain est très probable au Subboréal, nous restons dans l’expectative concernant les interstades d’Arcy et Maisières ou ce bilan hydrique positif peut être couplé, voire occulté, par les conséquences de la fonte du pergélisol. En tout cas, le type de climat et le patron climatique gouvernent en partie les rythmes d’occurrence de ces grands glissements de bordure de plateaux basaltiques.

Ces considérations permettent désormais de voir les glissements de terrain, non plus comme une simple conséquence d’un certain assemblage de variables (*mécanique newtonienne*), mais aussi comme un « acteur » de l’évolution des versants et des reliefs. Nous considérons donc, au sein du bassin du Puy, qu’il existe véritablement un système « relief-glissement » actif qui contrôle l’évolution géomorphologique à long terme avec ses expressions à court terme (emboîtement des échelles temporelles évoqué au chapitre 1).

Finalement, ces 3 *hyperfacteurs* se rejoignent pour expliquer à la fois la répartition spatiale des glissements, leur répartition temporelle et le poids que vont avoir les facteurs locaux par rapport aux héritages. Cette notion de dialectique *hyperfacteurs/facteurs locaux* nous semble importante afin de

mieux appréhender la réaction d'un versant aux changements de forçage, problématique géomorphologique qui trouve une application directe dans le domaine du risque gravitaire.

PARTIE 2 – COMPRENDRE

CONCLUSION PARTIELLE

Cette seconde partie s'est attachée à comprendre les facteurs qui contrôlent la distribution des glissements dans l'espace et le temps, par type, et selon différentes temporalités.

L'objet glissement de terrain est souvent étudié comme un aléa, sous l'angle du risque. Cette vision amène à le considérer sur des temporalités courtes (séculaires) et à privilégier la compréhension des processus qui contrôlent le phénomène. C'est dans cette acception que sont classiquement analysés les facteurs statiques et dynamiques. Cette approche de l'objet glissement de terrain nourrit une large part de la recherche géomorphologique.

En parallèle, et sans relations directes, les glissements de terrain sont également étudiés sous l'angle de leur rapport avec l'évolution du relief, sur des échelles de temps long dépassant largement le cadre séculaire ou pluriséculaire.

Dans notre analyse des glissements du Puy, et en accord avec l'existence de 2 populations distinctes de glissements de terrain identifiées dans la partie 1, nous avons abordé cette question des facteurs de contrôle en essayant d'associer les différentes temporalités abordées précédemment.

L'étude des facteurs « actuels » a montré les relations non linéaires qui existaient entre la présence de glissements et les facteurs potentiels de contrôle. Si la nature des terrains et les facteurs topographiques sont prédominants dans l'explication de la répartition des glissements, l'existence d'interactions entre facteurs brouille quelque peu les seuils trouvés. De plus, certains facteurs comme l'altitude intègrent une complexité telle qu'ils rendent difficile une analyse « mécaniste » de ces facteurs. La part des héritages et de l'histoire géomorphologique devient alors trop importante.

C'est pourquoi nous avons introduit la notion d'*hyperfacteurs* qui intègrent cette complexité et sont dynamiques sur des échelles de temps long. Nous avons montré combien ces *hyperfacteurs* étaient explicatifs et structuraient dans le temps et dans l'espace les populations de glissements de terrain. Nous évoluons ici dans le domaine complexe des *bifurcations* et des *brisures*.

L'existence, au sein du bassin du Puy, d'un système géomorphologique relief-glissement permet de replacer l'objet d'étude dans une suite de temporalités emboîtées. Dans cette vision des choses, la notion d'aléa est alors perçue comme une situation conjoncturelle dans la dynamique d'évolution du système relief-glissement, contrôlé par ces *hyperfacteurs*. Le système fonctionne alors sur ce bilan entre prépondérance des *hyperfacteurs* ou prépondérance des facteurs locaux (fig.168)

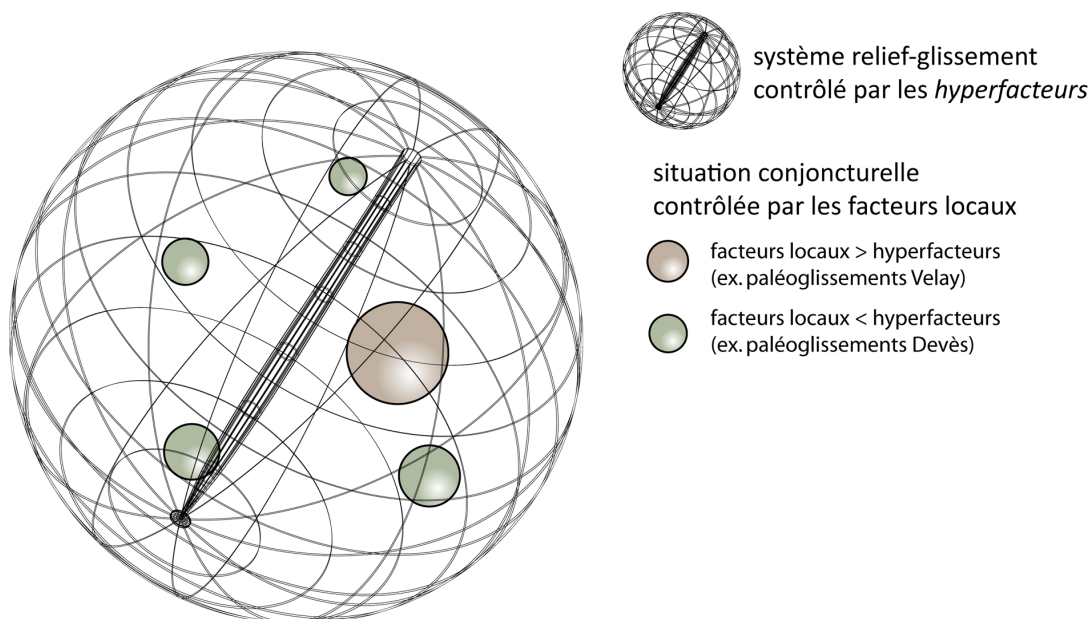


Figure 168 – Représentation conceptuelle des relations entre *hyperfacteurs* (temps long) et facteurs locaux (temps court)

PARTIE 3 – MODELISER (et TRANSFERER)

DES ACQUIS FONDAMENTAUX AUX CARTES DE SUSCEPTIBILITE ET D'ALEA

Cette dernière partie vise à répondre à l'objectif premier de la thèse : **produire une carte de susceptibilité et d'aléa aux glissements de terrain sur les zones sensibles du bassin du Puy.**

Les 2 premières parties se sont évertuées à fournir le socle de connaissances nécessaires pour l'établissement d'un protocole de modélisation : connaître les objets à modéliser et fournir les données pertinentes pour la modélisation.

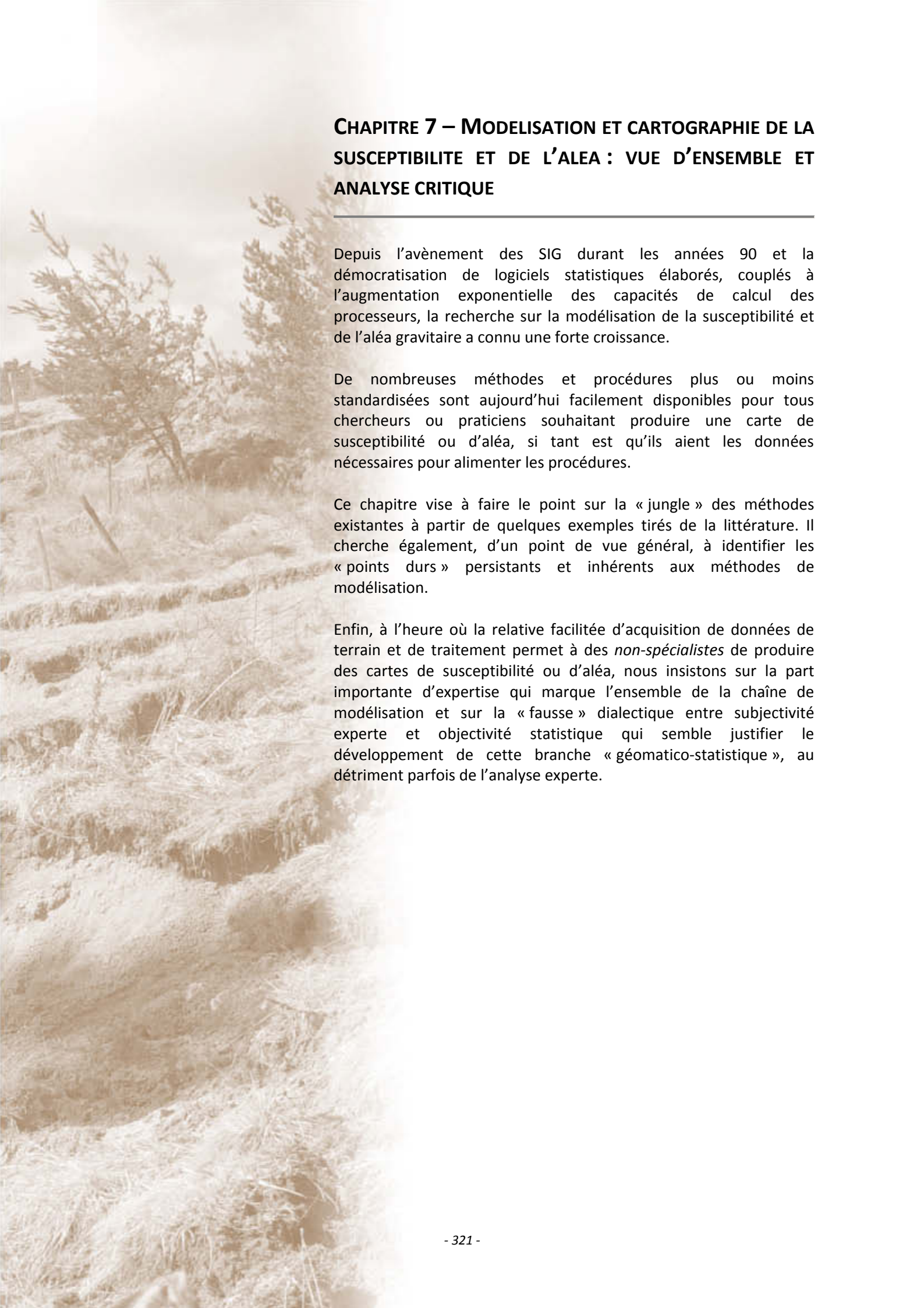
Cette troisième partie, fortement teintée d'ingénierie et plus appliquée que les précédentes, vise à utiliser les acquis fondamentaux antérieurs afin de proposer une synthèse de ces connaissances sous forme de cartes de susceptibilités et d'aléa.

Avant toute chose, une lecture attentive de l'état de la recherche concernant les procédures de modélisations utilisées nous permettra de prendre du recul avec un domaine parfois complexe, en

tout cas très technique. L'analyse critique des limites (ou *points durs*) persistantes dans l'utilisation de ces modèles permettra d'une part d'en relativiser leur utilisation et d'autre part, de prendre toute la mesure de leur perfectibilité. Nous insisterons d'ailleurs sur la place fondamentale qu'occupe, à notre sens, l'expertise dans le processus de modélisation (ch.7).

Le chapitre 8 explore différentes voies de modélisation et tente la combinaison de l'ensemble de ces méthodes, quantifiant ainsi la répétabilité de classements pour chaque unité de calcul et donc le degré de certitude du classement. Malgré les performances du modèle de susceptibilité, une approche experte sera préférée pour la cartographie de l'aléa.

Enfin, à titre expérimental et exploratoire, le chapitre 9 propose des voies pour transférer les résultats de la recherche vers les élus et leur permettre de s'approprier les produits de cette dernière (carte de susceptibilité, connaissances sur les types de glissements, etc.). Un travail exploratoire est également proposé sur la quantification de la vulnérabilité et du risque à partir des PLU, fournissant ainsi une image en temps réel du risque gravitaire en fonction des choix d'aménagements.



CHAPITRE 7 – MODELISATION ET CARTOGRAPHIE DE LA SUSCEPTIBILITE ET DE L’ALEA : VUE D’ENSEMBLE ET ANALYSE CRITIQUE

Depuis l’avènement des SIG durant les années 90 et la démocratisation de logiciels statistiques élaborés, couplés à l’augmentation exponentielle des capacités de calcul des processeurs, la recherche sur la modélisation de la susceptibilité et de l’aléa gravitaire a connu une forte croissance.

De nombreuses méthodes et procédures plus ou moins standardisées sont aujourd’hui facilement disponibles pour tous chercheurs ou praticiens souhaitant produire une carte de susceptibilité ou d’aléa, si tant est qu’ils aient les données nécessaires pour alimenter les procédures.

Ce chapitre vise à faire le point sur la « jungle » des méthodes existantes à partir de quelques exemples tirés de la littérature. Il cherche également, d’un point de vue général, à identifier les « points durs » persistants et inhérents aux méthodes de modélisation.

Enfin, à l’heure où la relative facilitée d’acquisition de données de terrain et de traitement permet à des *non-spécialistes* de produire des cartes de susceptibilité ou d’aléa, nous insistons sur la part importante d’expertise qui marque l’ensemble de la chaîne de modélisation et sur la « fausse » dialectique entre subjectivité experte et objectivité statistique qui semble justifier le développement de cette branche « géomatico-statistique », au détriment parfois de l’analyse experte.

De très nombreux écrits concernant cette question et des synthèses ont déjà été faites par certains auteurs afin d'éclairer les acteurs de la communauté. Une synthèse fondamentale, publiée 10 ans après celle de Soeters & Van Westen (1996), est certainement celle de Chacon *et al.* (2006). Les auteurs y brossent le panorama des méthodes de cartographie de la susceptibilité, de l'aléa, de la vulnérabilité et du risque utilisées et insistent sur l'apport conséquent de l'essor des SIG dans ce domaine. Cet important article de synthèse recense 661 références et demeure certainement, à ce jour, la publication la plus complète sur la question. Dans le prolongement de cet article, Thiery (2007) consacre le 1^{er} chapitre de sa thèse à un volumineux état de l'art sur les méthodes de modélisation et propose des gammes d'utilisation préférentielle de chaque méthode en fonction de la quantité de données disponibles, de l'échelle souhaitée de cartographie et de la place prise dans la procédure par l'expertise (fig.1.11 de sa thèse). Il dresse également un bilan avantage/inconvénient de chaque méthode et propose une estimation de la pertinence d'emploi en fonction de l'échelle de rendu. Ces synthèses, malgré le temps écoulé depuis leur publication, demeurent encore d'actualité. Nous ne reprendrons donc pas dans le détail les développements qui y sont réalisés, mais tenterons d'en tirer les éléments importants et les compléter avec les quelques avancées acquises lors de ces 5 dernières années et quelques développements pour des méthodes peu développées à l'époque (notamment le *Data Mining*) (§7.1). Nous insisterons ensuite sur les limitations générales de ces modélisations et les points durs, en nous concentrant sur la susceptibilité et l'aléa (§7.2).

Par souci de facilité d'écriture, nous appellerons l'ensemble de ces méthodes de cartographie de la susceptibilité et de l'aléa, les MCSA.

7.1 Revue succincte des principales MCSA

Nous pouvons retenir 4 familles de méthode spécifiques pour la cartographie de la susceptibilité, 1 approche mixte utilisée aussi bien pour la susceptibilité et l'aléa et 1 approche spécifique à la détermination de l'aléa :

Tableau 22 – Familles de méthode de modélisation

Approche	Méthode	Type de cartographie
Experte	<i>Inventaire</i>	Susceptibilité
	<i>Analyse géomorphologique</i>	
	<i>Combinaison d'index</i>	
Semi-experte	<i>Logique floue</i>	
	<i>AHP</i>	
Statistique	<i>Bivariée (Wofe, etc.)</i>	
	<i>Multivariée</i>	
<i>Data Mining</i>	<i>Réseaux de neurones</i>	
	<i>Arbre de décision</i>	
	<i>Machine à support de vecteur</i>	
Déterministe	<i>Modèle simple</i>	Mixte
	<i>Modèle couplé hydro-mécanique</i>	
	<i>Modèle probabiliste</i>	
Temporelle	<i>Analyse fréquentielle</i>	Aléa
	<i>Analyse spectrale</i>	

7.1.1. L'approche experte

Nous avons déjà développé en partie quelques concepts et réflexions autour de l'approche experte en géomorphologie et le lecteur pourra se reporter au §1.3.2. Thiery (2007) distingue 3 modalités dans cette famille, i) la cartographie d'inventaire et ses dérivées, ii) la méthode géomorphologique et iii) les combinaisons de cartes d'index (**tab.23**).

Tableau 23 – Exemples d'utilisation des méthodes experts

Auteurs	Lieux	Méthode	Remarques
Colombo <i>et al.</i> (2005)	Piémont italien	Inventaire classique, LiDAR, diachronique	Récurrence des phénomènes = carte de susceptibilité
Shulz (2007)	État de Washington, USA		
Parise & Wasowski (1999)	Italie du sud		
Wright <i>et al.</i> (1974)	San Francisco, USA	Isopleth, densité de glissements à partir de l'inventaire	Niveau de susceptibilité en fonction de la densité
DeGraff & Canuti (1988)	Californie, USA		
Bulut <i>et al.</i> (2000)	Turquie (Nord-est)		
Chau <i>et al.</i> (2004)	Hong-Kong	Approche fractale	Variante des isopleth
Li <i>et al.</i> (2011)	Zeihang, Chine		
Cardinali <i>et al.</i> (2002)	Italie	Approche géomorphologique	Cartographie directe du niveau de susceptibilité
Van Westen <i>et al.</i> (2003)	Alpago region Italie		
MATE/MATL (1999)	France		
Terrier & Furic (2003)	Alpes-Maritimes, France	Approche heuristique, par combinaison d'indice (note)	Échelle locale
Ruff & Czurda (2008)	Alpes autrichiennes		Échelle nationale
Maquaire <i>et al.</i> (2009)	France		Échelle européenne
Hervás <i>et al.</i> (2010)	Europe		

Ces méthodes expertes font appel à divers degrés d'expertise, l'inventaire classique demandant un travail d'intégration moindre que la cartographie directe (approche géomorphologique).

Si ces méthodes sont souples (application à toutes les échelles spatiales), il leur est souvent reproché d'être « subjectives », dépendantes de l'expert et non reproductibles. De plus, le temps de formation d'un expert (au sens noble du terme) est long et son coût journalier peut s'avérer prohibitif.

Les méthodes par combinaison d'indices (notes) soulèvent également le problème d'une estimation de la susceptibilité par somme de notes (modèle additif). Ce problème de l'addition développé dans le §7.2) est à l'origine d'une surestimation potentielle de la susceptibilité à l'origine de « bruit » dans les classes de susceptibilité moyenne.

7.1.2. L'approche semi-experte

L'approche semi-experte introduit une part d'objectivité dans la procédure de cartographie par une prise en charge de la notation ou de la combinaison de cartes de facteurs par un procédé informatique ou mathématique. Thiery (2007) a insisté dans cette famille sur la logique floue (*fuzzy logic*) utilisée notamment pour fixer les règles combinatoires des cartes de facteurs. Nous rajouterons également l'AHP (*Analytic Hierarchy Process*), procédé d'aide à la décision qui calcule les contributions de chaque facteur en fonction de comparaisons expertes par paires.

7.1.2.1. La logique floue

Le principe de la logique floue intègre l'incertitude (incertitude de l'épistémé et liée à la nature aléatoire des phénomènes) et permet de quantifier un continuum dans l'espace booléen [0 ; 1]. De manière imagée, la logique floue représente la gamme de gris entre le noir (1) et le blanc (0) booléen. Les principes fondateurs de la démarche ont été posés par Zadeh (1965) et affinés par Zimmermann et Zysno (1980). La logique floue est utilisée depuis longtemps pour la prospection géologique (Bonham-Carter, 1994 ; Carranza & Hale, 2001) et transférée pour la cartographie des mouvements de terrain par de nombreux auteurs au milieu des années 2000.

La procédure classique de logique floue comporte 3 étapes (**fig.169**).

L'étape de combinaison utilise différents opérateurs qui permettent au cartographe de moduler la pondération des facteurs entre eux (Thiery, 2007).

Valeurs brutes		Fonction d'appartenance		
<p>penste (°) 0 5 10 15 etc.</p> <p>Lithologie granite basalte marnes etc.</p> <p>Orientation (°) NE E W SW etc.</p>		<p>penste (°) 0 0.4 0.9 0.7 etc.</p> <p>Lithologie 0.1 0.1 0.8 etc.</p> <p>Orientation (°) 0.4 0.2 0.7 0.8 etc.</p>		
	<i>Fuzzification</i>		<i>Combinaison</i>	<i>Résultat</i>
	transformation des valeurs sur une échelle de 0 à 1 0 => pas favorable 1 => favorable		opérateurs flous AND OR SUM PRODUCT GAMMA	SI penste = 0.4 ET Lithologie = 0.8 ET Orientation = 0.7 ALORS Susceptibilité = 0,68

Figure 169 –La logique floue appliquée à la cartographie de la susceptibilité

La méthode a été utilisée par de nombreux auteurs, soit comme telle, soit avec l'inclusion de variantes méthodologiques (tab.24).

Tableau 24 – Exemples de quelques applications de la logique floue à la cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain

Auteurs	Lieu	Méthode
Chi <i>et al.</i> (2002)	Boeun, Corée	classique
Ercanoglu & Gokceoglu (2002)	Yenice, Turquie	Cartes des facteurs transformées en cartes de fonctions d'appartenance et ajoutées entre elles pour obtenir une carte de susceptibilité
Lee (2007)	Corée	Comparaison des 5 opérateurs flous – l'auteur retient l'opérateur GAMMA
Thiery (2006)	Barcelonnette, France	Modèle à 2 variables + 1 variable combinée et opérateurs GAMMA et SUM
Gemitzi <i>et al.</i> (2010)	Nord de la Grèce	Pondération des fonctions d'appartenance issues du r^2 de la matrice de corrélation
Pradhan <i>et al.</i> (2009)	Malaisie	Fonctions d'appartenance construites à partir des fréquences de glissements calculées par classe de facteur (approche bivariée) – opérateur GAMMA
Pradhan (2011)		

La méthode est efficace et permet de formaliser des règles expertes. Elle garde la souplesse de l'approche experte, mais l'objective par le cadre formaliste qu'elle impose pour son application.

Thiery (2006, 2007) fait cependant remarquer que les résultats sont très dépendants de l'hypothèse de départ. Dans le cas de ses recherches, la transformation des valeurs des variables en valeur floue (de 0 à 1) était dépendante de l'hypothèse : *les zones sont favorables aux mouvements de versant*. Les cartes obtenues sont donc très performantes pour identifier les zones très susceptibles ou peu susceptibles, mais sont beaucoup plus incertaines pour les classes intermédiaires. Il considère que les cartes obtenues sont plutôt « binaires ».

7.1.2.2. L'AHP

L'AHP (*Analytic Hierarchy Process*) a été conçue par Saaty (1980) et utilisée pour la cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain depuis les travaux de Barredo *et al.* (2000). Le principe est d'attribuer des poids à chaque facteur sur le principe d'une évaluation experte de l'importance des facteurs entre eux, par paire (*pairwise comparison*). Cette technique suit 3 étapes :

- **étape 1** – établissement des classes pour chaque facteur en fonction de leur sensibilité aux instabilités. Cette classification peut se faire de manière experte ou par le calcul du Wi (Van-Westen, 1997), ou d'autres calculs de fréquence ou densité de glissement par classe (bivariée),
- **étape 2** – attribution des valeurs de comparaison entre chaque paire de facteurs dans une matrice. Saaty (1980) a défini des valeurs standard situées entre 1/9 et 9 pour compléter le tableau (fig.170.1). L'attribution des critères se fait en comparant le facteur de la ligne par rapport à celui de la colonne (fig.170.2). Dans l'exemple fourni, la lithologie est considérée modérément plus importante que l'altitude tandis que la pente et la lithologie sont considérées comme étant de même importance.
- **étape 3** – calcul des poids et du ratio de cohérence. Le poids est calculé en sommant chaque colonne du tableau d'attribution des valeurs de comparaison et en divisant chaque valeur de comparaison par cette somme. La moyenne de ces résultats est ensuite calculée par ligne et correspond au poids relatif de chaque facteur entre eux (*weight*). Le ratio de cohérence (CR) permet de savoir si le tableau d'attribution des valeurs de comparaison est homogène. Cette valeur doit être < 0.1 . L'ensemble de ces calculs peut être exécuté dans un SIG comme Idrisi.

1	Scales	Degree of preferences	Explanation
	1	Equally	Two activities contribute equally to the objective.
	3	Moderately	Experience and judgment slightly to moderately favor one activity over another.
	5	Strongly	Experience and judgment strongly or essentially favor one activity over another.
	7	V. strongly	An activity is strongly favored over another and its dominance is showed in practice.
	9	Extremely	The evidence of favoring one activity over another is of the highest degree possible of an affirmation.
	2, 4, 6, 8	Intermediate values	Used to represent compromises between the preferences in weights 1, 3, 5, 7 and 9.
	Reciprocals	Opposites	Used for inverse comparison.

2	Factors	Elevation	Lithology	Slope	Weight	CR
	Elevation	1	1/3	1/2	0.1692	0.02
	Lithology	3	1	1	0.4434	
	Slope	2	1	1	0.3874	

Figure 170 – Exemple d'application de l'AHP. 1) critère permettant de noter les comparaisons de paire, 2) exemple de tableau de comparaison de paire avec le poids final calculé (*weight*) et le ratio de cohérence (CR) in Ayalew *et al.* (2005)

Les poids calculés sont ensuite souvent intégrés dans un processus d'Évaluation Multi-Critère (MCE) de type Combinaison Linéaire Pondérée (WLC) comparable à l'opérateur flou GAMMA (0.5) (Akgun & Bulut, 2007 ; Akgun *et al.*, 2008).

Cette méthode a été utilisée dans nombre de recherche, car elle est souple, relativement simple à implémenter et permet d'introduire un avis d'expert dans le modèle linéaire additionnel lors de la phase de comparaison des facteurs entre eux.

Ayalew *et al.* (2005) ont comparé la méthode avec une méthode statistique (régression logistique) et obtiennent des résultats très comparables. La méthode a été utilisée avec succès à différentes échelles sur l'île de Cuba, que ce soit pour la détermination de la susceptibilité pour une carte de

risque à l'échelle du pays (Castellanos-abella & Van-Westen, 2007) ou la cartographie de la susceptibilité à l'échelle d'une province de l'île (Castellanos-Abella & Van-Westen, 2008). Ercanoglu *et al.* (2008) ont testé, entre autres, l'influence de l'évaluation des valeurs de comparaison par paire auprès de 7 experts différents. Si des différences notoires existent pour les facteurs de moindre importance ($\text{weight} < 0.1$ en moyenne), les poids calculés pour les facteurs primordiaux (pente et conditions hydriques) permettent la réalisation de modèles somme toute assez similaires. La différence de résultat ne dépasse pas 10% entre experts et les valeurs de similarité avec les glissements recensés avoisinent les 85-90%. Yalcin & Bulut (2007) et Thanh & De Smedt (*in press*) ont appliqué la méthode aux facteurs afin de déterminer leurs poids relatifs, mais également aux classes de chaque facteur pour les classer en fonction de leur corrélation avec la présence de glissements. Les valeurs de comparaison sont guidées par le calcul de la fréquence de glissement par classe. La combinaison des cartes obtenues se fait par la somme du poids des classes pondérée par le poids du facteur pour chaque pixel.

La faiblesse demeure essentiellement dans l'agrégation des facteurs qui passe souvent par un modèle additionnel (somme des facteurs pondérés par le poids calculés avec l'AHP).

7.1.3. L'approche statistique

L'approche statistique classique se partage en 2 sous-ensembles, les approches bivariées et les approches multivariées. Ces techniques s'appuient sur le découpage de la zone d'étude en unités de calcul qui peuvent être i) des unités topographiques (versant, bassin versant) (Carrara *et al.*, 1995 ; Guzzetti *et al.*, 1999), ii) des pixels ou iii) des entités spatiales homogènes dans leurs conditions géomorphologiques (van-Westen *et al.*, 1997 ; Van-Westen *et al.*, 2003).

7.1.3.1. Les analyses bivariées

Ce type d'analyse est basé sur le calcul d'une fréquence de glissements pour chaque classe composant un facteur. Les valeurs obtenues sont ensuite combinées par différentes méthodes (somme, somme pondérée, moyenne pondérée, combinaison bayésienne, etc.).

Les calculs de fréquences sont multiples :

- densité simple de glissement par classe (*frequency ratio*) (Brabb, 1984),
- densité de glissement par classe sur densité de glissement sur la zone d'étude (*likelihood ratio*, mesure d'association) ou rapport de la proportion de glissement dans une classe sur la masse totale de glissement sur la proportion de la classe sur l'ensemble de la zone d'étude (*density function*) (Van-Westen, 1997 ; van-Westen *et al.*, 1997). Ces rapports varient de $[0 ; +\infty[$, la valeur 1 étant le point de basculement entre une association non favorable (valeurs < 1) et une association favorable (valeurs > 1).
- transformation logarithmique de ces ratios (Yin & Yan, 1988 ; Bonham-Carter, 1994 ; Mihalasky & Bonham-Carter, 2001). Cette transformation permet de symétriser les mesures d'association autour de 0 sur la gamme de valeurs $]-\infty ; +\infty[$.

Ces calculs de fréquence, on l'a vu, sont classiquement utilisés pour effectuer un classement ou un tri des classes de facteur avant d'entamer les procédures proprement dites (facteur d'index, logique floue, AHP).

Dans le cas le plus simple, les densités de glissement sont calculées par classe et la somme des classes présentes sur chaque unité de calcul est effectuée. Carrasco *et al.* (2003) utilisent cette technique dans la vallée de la Jerte, en Espagne, mais pondèrent chaque densité de glissement par classe par la densité de la classe sur la zone d'étude.

Chung & Fabbri (2002 ; 2003 ; 2004 ; 2008) et Chung *et al.* (2005) calculent le rapport de chance (*likelihood ratio*) entre la distribution des glissements de terrain relativement à un facteur et la distribution de ce facteur (*favourability function*). Ce calcul s'opère sur des unités de condition unique, intégrant déjà toutes les informations dans le pixel. Ces unités sont ensuite triées en fonction de leur valeur de *likelihood ratio* (*ranking*) afin de produire une carte de susceptibilité, chaque rang étant caractérisé par une densité moyenne de glissement (probabilité fréquentielle).

Une série d'approches très développée depuis les années 90 est celle liée au théorème de Bayes (1763). Le principe de base est d'actualiser une probabilité *a priori* (probabilité A, par exemple la probabilité d'avoir un glissement dans une zone d'étude considérée comme homogène), à partir d'une probabilité *a priori* liée à un ou des facteurs d'hétérogénéité (probabilité B de l'occurrence de glissements en fonction du facteur) et en fonction de la probabilité de B sachant la probabilité de A. La probabilité trouvée est alors la probabilité *a posteriori* de A sachant B (fig.171).

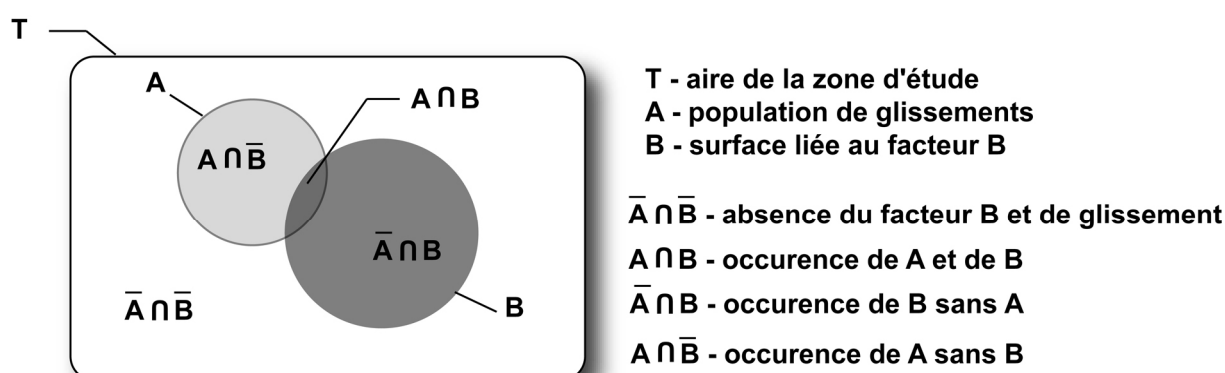


Figure 171 – Représentation schématique du principe du théorème de Bayes

Dans cette hypothèse, la probabilité *a posteriori* de A sachant B est exprimée (21) :

$$P(A|B) = \frac{P(B|A)P(A)}{P(B)} \quad (21)$$

avec $P(A|B)$, la probabilité *a posteriori* de A sachant B, $P(B|A)$ la probabilité de B sachant A, ou fonction de vraisemblance de A, $P(A)$, probabilité *a priori* de A et $P(B)$, probabilité *a priori* de B. Cette probabilité *a posteriori* $P(A|B)$ n'est pas à considérer comme une probabilité fréquentielle, mais comme une mesure d'association entre 2 paramètres ou plutôt un degré de certitude de cette association.

I.J. Good (1950) reprit les fondamentaux bayésiens, mais les réécrits à l'aide d'*Odd ratio*, sous la forme suivante (22) :

$$Ev(p) = \ln \frac{p}{1-p} \quad (22)$$

Avec p , la probabilité *a priori*. Cette formulation, nommée « *weight of evidence* », correspond au LOGIT de p (fonction logistique).

Sur ces bases, Bohman-Carter (1994) propose une procédure de prédiction d'occurrence de phénomène géologique (prospection minière essentiellement) et intègre une série de variables permettant de mesurer l'association d'occurrence ($W+$), de non-occurrence ($W-$), le contraste (C), la variance des associations (s) et la variance du contraste (sC). Le calcul de la probabilité *a posteriori* d'unité de conditions uniques (mêmes valeurs de facteurs) se fait en sommant l'ensemble des LOGIT calculés par facteur à la probabilité *a priori* de glissements sur l'ensemble de la zone d'étude (23) :

$$P_k = \frac{\sum_{i=1}^n w_i^k + \log_e O_{\text{prior}}(S)}{1 + \sum_{i=1}^n w_i^k + \log_e O_{\text{prior}}(S)} \quad (23)$$

avec P_k la probabilité *a posteriori*, w_i les logit calculés par classe de facteur et O_{prior} , l'Odd ratio de la probabilité *a priori* de glissement sur la zone d'étude.

Le théorème de Bayes, et une de ses applications, la théorie de l'évidence, a fortement contribué à la production d'articles de recherche portant sur l'application de la méthode pour la cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain (Lee *et al.*, 2002 ; Van-Westen *et al.*, 2003 ; Mathew *et al.*, 2007 ; Neuhaüser & Terhorst, 2007 ; Thiery, 2007 ; Song *et al.*, 2008 ; van-den-Eeckhaut *et al.*, 2009 ; Regmi *et al.*, 2010a). La procédure originelle développée par Bonham-Carter (1994) a par la suite connu quelques simplifications et adaptations (Mihalasky & Bonham-Carter, 2001 ; Coolbaugh & Bedell, 2004) qui permettent aujourd'hui de l'utiliser en routine. D'autres applications dérivées des théories bayésiennes sont également utilisées pour la cartographie de la susceptibilité, moins couramment cependant, comme la théorie de *Dempster-Shafer* (Binaghi *et al.*, 1998 ; Tangestani, 2009), la méthode du facteur de certitude (*Certainty Factor*) (Binaghi *et al.*, 1998 ; Remondo *et al.*, 2003), les probabilités conditionnelles (Clerici *et al.*, 2002, 2006 ; Ozdemir, 2009 ; Costanzo *et al.*, *in press* ; Rotigliano *et al.*, *in press*) ou encore l'association avec le calcul d'entropie de Shannon (Sharma *et al.*, 2010 ; Wang *et al.*, *in press*) pour les variantes les plus récentes.

Les analyses bivariées sont certainement les méthodes les plus utilisées actuellement, car elles sont considérées comme « objectives » et faciles à implémenter dans les SIG actuels (existence de multiples modules développés pour les SIG commerciaux) en plus d'être robustes. Cependant, l'application de ces méthodes ne respecte pas toujours certaines conditions fondamentales (notamment le respect de l'indépendance conditionnelle des facteurs), le résultat final étant alors faussé (mésestimation de la probabilité *a posteriori*). Nous reviendrons sur ces considérations dans le §7.2.

7.1.3.1. Les analyses multivariées

Carrara (et collègues) fut un pionnier dans l'exploration de ces méthodes (Carrara, 1983, 1989 ; Carrara *et al.*, 1995, 1999) et a contribué tout au long de sa carrière à développer cette approche, suivi par Chung *et al.* (1995) ou Guzzetti *et al.* (1999 ; 2005).

Il existe 3 approches principales, à savoir i) l'analyse discriminante dont le but est de classer des unités de calcul en fonction de leur ressemblance, ii) les régressions multiples qui quantifient la liaison entre des variables dépendantes et indépendantes et iii) les régressions logistiques adaptées aux variables dépendantes binaires et fournissant une probabilité de présence comme résultat final. Nous renvoyons au §1.4.2. de Thiery (2007) pour plus de précisions sur les principes des méthodes.

Comme pour d'autres approches, les auteurs appliquent rarement une procédure standard, mais l'enrichissent de variantes permettant d'adapter les procédures aux jeux de données (**tab.25**).

Tableau 25 – Exemples d'applications de procédures statistiques multivariées adaptées

Auteurs	Lieux	Méthode
Santacana <i>et al.</i> (2003)	Pyrénées espagnoles	Analyse discriminante avec transformation logarithmique des variables ou création de « variables booléennes » (<i>dummy variable</i>) ou transformation des variables selon une note experte
Baeza et Corominas (2001)	Pyrénées espagnoles	
Gorsevski <i>et al.</i> (2000)	Idaho, USA	
Guzzetti <i>et al.</i> (2005)	Italie du nord	Id. par date
Carrara (1983)	Calabre, Italie	Régressions multiples
Chung <i>et al.</i> (1995)	Colombie	
Ercanoglu <i>et al.</i> (2004)	Turquie	Id. avec transformation des variables selon une fonction d'appartenance (similaire à la logique floue)

Ces méthodes sont très lourdes à mener du fait de leurs cadres théoriques et méthodologiques très rigides. En effet, les variables alimentant la procédure doivent suivre une loi normale (ou être transformées si ce n'est pas le cas), ne doivent pas être colinéaires (test d'indépendances, détection des colinéarités) et ne peuvent être de nature nominale (implique la transformation en autant de variables booléennes qu'il y'a de classes dans une variable). La standardisation des données passe par de nombreuses manipulations et la procédure de discrimination ou de régression reste hors de contrôle de l'opérateur. Même si elles sont encore utilisées, leur lourdeur de mise en place à favoriser le développement d'autres procédures multivariées plus adaptées comme les régressions logistiques.

Depuis quelques années, les régressions logistiques sont abondamment utilisées pour la cartographie de la susceptibilité (Dai & Lee, 2002 ; Lee, 2004 ; Ayalew *et al.*, 2005 ; Thiery *et al.*, 2005 ; Duman *et al.*, 2006 ; Lee & Sambath, 2006 ; Akgun & Bulut, 2007 ; Dominguez-Cuesta *et al.*, 2007 ; Lee & Pradhan, 2007 ; Lee, 2007b ; Nefeslioglu *et al.*, 2008 ; Mathew *et al.*, 2009 ; Das *et al.*, 2010 ; Nandi & Shakoor, 2010 ; von-Ruette *et al.*, 2011). La méthode est tout à fait adaptée aux variables dépendantes binaires et traite aussi bien des variables explicatives continues que catégorielles. L'indépendance des variables n'est pas obligatoire pour mener à bien la procédure, mais la méthode est tout de même sensible aux colinéarités (Hosmer & Lemeshow, 1989). Enfin, les variables indépendantes doivent avoir un niveau d'explicativité significatif. La probabilité P de glissement est exprimée par (24) :

$$P = \frac{1}{1 + e^{-Z}} \quad (24)$$

avec Z , la combinaison linéaire des variables indépendantes X_i (25) :

$$Z = B_0 + B_1 X_1 + B_2 X_2 + \dots + B_n X_n \quad (25)$$

avec B_i , les coefficients exprimant les contributions des variables.

Contrairement à ce qui est souvent accepté et pratiqué, la transformation des variables, même si elle n'est pas obligatoire, conforte la robustesse de la procédure (tab.26).

Cette procédure est également considérée comme robuste et beaucoup plus simple à implémenter que les procédures d'analyse discriminante ou de régressions multiples. Par contre, comme pour la théorie de l'évidence, elle souffre parfois de légèretés avec les règles élémentaires de présentation des données ce qui peut conduire à des mésestimations. De plus, comme pour les autres méthodes,

elle est basée sur une reconstitution de la complexité par une combinaison linéaire (modèle additionnel).

Tableau 26 – Exemples d'application de la régression logistique avec une transformation préalable des variables

Auteurs	Lieu	Adaptation de la régression logistique
Chau & Chan (2005)	Hong-Kong	Transformation des variables catégorielles en variables binaires (<i>dummy variable</i>) – permet d'obtenir les contributions de chaque classe de chaque facteur
Greco <i>et al.</i> (2007)	Calabre, Italie	Transformation des variables en fonction de la densité normalisée de glissements par classes (linéarisation de la variable)
Ayalew & Yamagishi (2005)	Japon central	
Garcia-Rodriguez <i>et al.</i> (2008)	Salvador	
Bai <i>et al.</i> (2010)	3 gorges, Chine	<i>Id.</i> avec test de colinéarité et suppression des variables colinéaires
Colubi <i>et al.</i> (2008)	Asturie, Espagne	Linéarisation des variables catégorielles par calcul de la densité de glissements et test de la monotonie ou de la linéarité des variables continues

7.1.4. Le Data Mining

Nous développerons un peu plus cette partie, car le *Data Mining* a connu des développements importants depuis les écrits de Chacon *et al.* (2007) et Thiery (2007) et semble se positionner comme une voie de modélisation majeure de la prochaine décennie.

Cette dénomination recouvre l'ensemble des techniques de traitement de la donnée, les statistiques bivariées ou multivariées en constituant un sous-ensemble. Dans ce chapitre, nous entendons donc par *Data Mining*, les techniques et méthodes s'apparentant à l'Intelligence Artificielle (IA) et récemment utilisées pour la cartographie de la susceptibilité (années 2000). Nous nous limiterons à 3 techniques :

- les réseaux de neurones,
- les arbres de décision,
- les machines à vecteur de support (SVM).

Ce choix s'explique du fait que ce sont des techniques pour lesquelles il existe un recul minimum, certaines applications techniques à la cartographie de la susceptibilité trop récentes n'étant pas assez documentées pour le moment comme la *Rough Set Theory* (Gorsevski & Jankowski, 2008 ; Wan *et al.*, 2010), l'*Entropy-based classification* (Wan, 2009), ou la *Random Forest* (Stumpf & Kerle, 2011).

7.1.4.1. Les réseaux de neurones

Les réseaux artificiels de neurones (ANN pour *Artificial Neural Network* (McCulloch & Pitts, 1943)) sont utilisés depuis plus d'une décennie pour la cartographie de la susceptibilité (Chacon *et al.*, 2006). Le principe est de fournir une décision face à un problème (output) en fonction de la combinaison des données d'entrée (input), lesquelles sont pondérées relativement à leur importance, et du seuillage défini pour le résultat de cette combinaison (fig.172).

Pour la cartographie de la susceptibilité, les données d'entrée sont les variables pouvant expliquer les phénomènes (géologie, pente, etc.) et les sites d'entraînement (glissement) permettant à la procédure de calculer les poids W_i . Un algorithme d'apprentissage (méthode de rétropropagation,

communément utilisée) peut venir complexifier le modèle lui permettant d'ajuster les poids en fonction du résultat obtenu et des données d'entrée à chaque itération (autovalidation). Enfin, les poids (W_i) peuvent être intégrés par l'opérateur (part d'expertise dans la procédure).

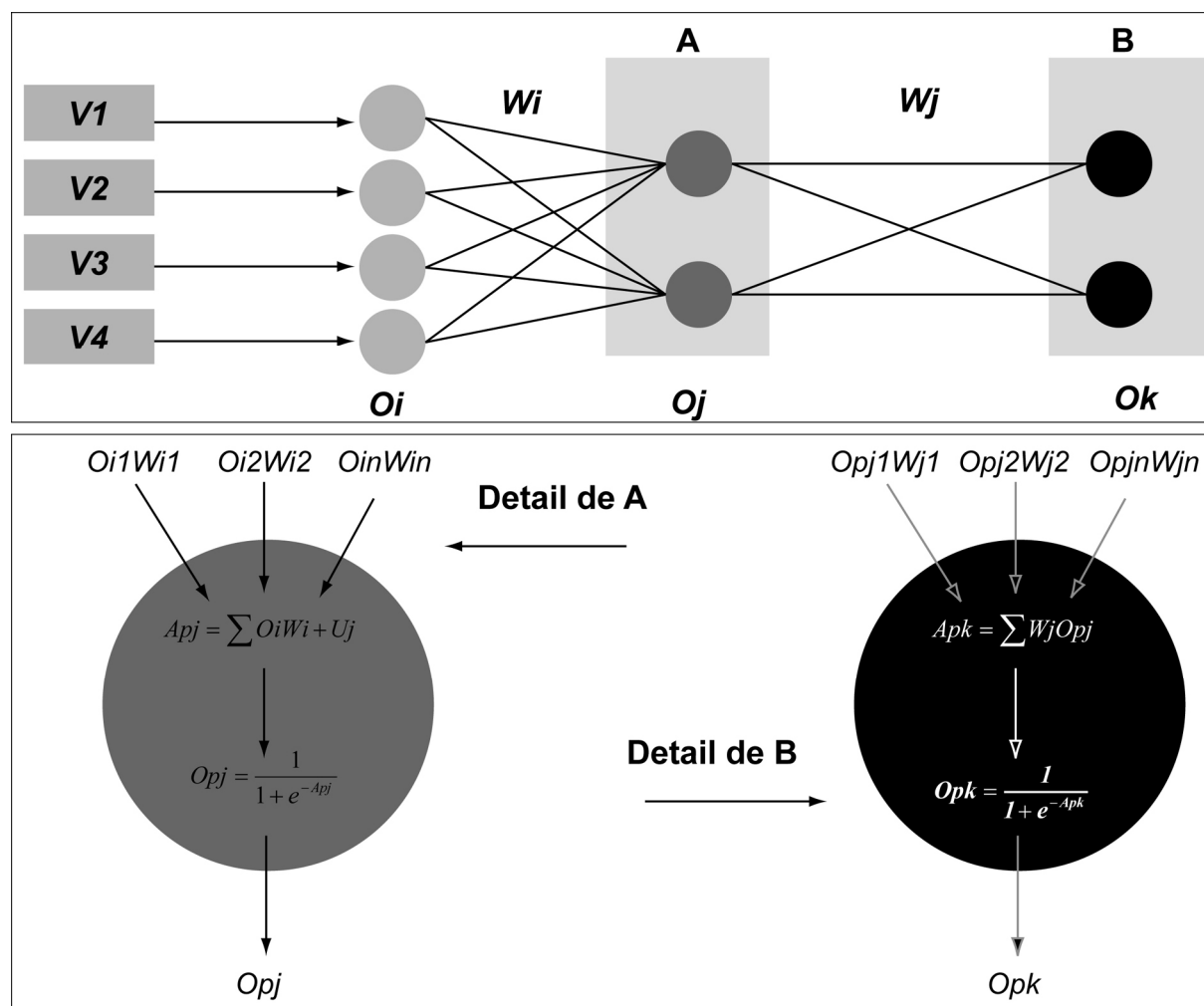


Figure 172 - Représentation schématique du fonctionnement d'un réseau de neurones. En haut, le principe général et en bas, le détail des opérations au sein des neurones. Les V_n sont les variables d'entrée, considérées comme entité neuronale O_i (après transformation ou standardisation en fonction de la densité de glissement par exemple). Le poids W_i de chaque variable dans le système est évalué puis l'ensemble des pondérations est sommé (combinaison) dans les neurones O_j . Ce résultat est transformé par une fonction logistique (seuillage) produisant un résultat en sortie des neurones O_j , nommé Op_j . Dans le cas d'un réseau monocouche, on considère ce résultat comme final. Dans le cas d'un réseau multicouche, une seconde opération de même type est implémentée afin d'arriver à la décision finale Op_k .

La **figure 172** présente l'exemple d'un réseau de neurones à 2 couches. Les variables brutes (géologie, pente, etc.) sont transformées en données catégorielles par exemple. Les poids W_i sont calculés en fonction de la densité de glissement pour chaque facteur. Pour chaque cellule de calcul (pixels par exemple), une opération de combinaison des différentes variables caractérisant le pixel est appliquée (combinaison linéaire transformée par une fonction logistique), donnant un résultat qui sera repris par une seconde opération de combinaison.

Xu (2001) a présenté un modèle d'ANN multicouches à rétropropagation. Ce premier essai avait une vocation purement expérimentale et non de développement de la technique. L'auteur a cependant démontré l'intérêt de cette méthode pour la cartographie de la susceptibilité. Depuis cette première étude, de nombreux auteurs ont appliqué la procédure avec des taux de succès souvent supérieurs à

75-80% (Lee *et al.*, 2003 ; Pradhan & Lee, 2007 ; Lee *et al.*, 2007b ; Melchiorre *et al.*, 2008 ; Kawabata & Bandidas, 2009 ; Choi *et al.*, 2010 ; Pradhan *et al.*, 2010).

Ercanoglu (2005) a appliqué la méthode, mais en transformant les variables d'entrée sur l'intervalle [0 ; 1] par l'intermédiaire du calcul des W_i . Cette manipulation augmente l'efficacité du modèle et 87% des glissements inventoriés ont été classés dans les zones cartographiées comme susceptibles par le modèle.

Depuis le début des années 2010, la logique floue est couplée avec la procédure ANN (*Neuro-fuzzy Expert System* ou système expert neuro-flou). Les données entrant dans les neurones ne subissent pas la sommation pondérée suivie de la transformation logistique, mais sont traitées selon des règles floues ou des fonctions d'appartenance (**fig.173**). La partie « floue » modélise la connaissance experte tandis que la partie ANN optimise les fonctions d'appartenance grâce à l'apprentissage et à son fonctionnement itératif, minimisant ainsi les erreurs en sortie.

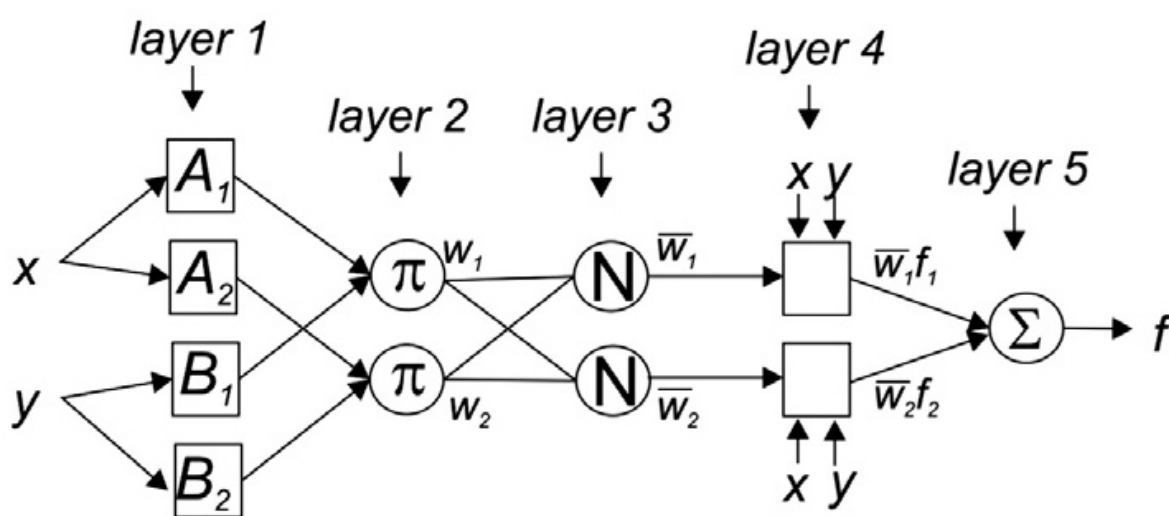


Figure 173 - Schéma montrant le principe de fonctionnement d'un système neuro-floue, in Sezer *et al.* (2011)

Sur la **figure 173**, les 2 facteurs en entrée sont x et y , chacun étant caractérisé par 2 classes (par exemple, si x est la géologie, A_1 serait du granite, et A_2 , des marnes). La couche 1 (*layer 1*) transforme les données brutes en données floues par l'application de fonctions d'appartenance (voir §7.1.2.1). Chaque neurone de la couche correspond donc à un ensemble flou. Les neurones de la couche 2 (*layer 2*) combinent les données floues en fonction à l'aide d'opérateurs et de règles flous. Il y a donc autant de neurones que de règles. La couche 3 (*layer 3*), normalise les résultats tandis que la couche 4 (*layer 4*) transforme les résultats normalisés flous en valeur numérique. La couche 5 combine l'ensemble des résultats selon une fonction linéaire additionnelle et produit le résultat final. Ce schéma est itératif, les poids étant recalculés à chaque itération afin d'abaisser l'erreur finale.

Ces techniques sophistiquées de modélisation demeurent encore actuellement du domaine de la recherche fondamentale en géostatistique (Vahidnia *et al.*, 2010 ; Oh & Pradhan, 2011 ; Sezer *et al.*, 2011), peu de géomorphologues les utilisant en routine.

7.1.4.2. Les arbres de décision

Ces techniques font partie des méthodes de classification, mais ont un pouvoir de prédiction de la valeur de la variable dépendante en fonction des valeurs prises par les variables indépendantes. Nous sommes donc sur un autre registre que les classifications hiérarchiques qui restent descriptives. Le processus de classification s'appuie sur une partition binaire récursive des individus en fonction

des valeurs de variables qui apparaissent les plus discriminantes. Il existe plusieurs algorithmes utilisés pour construire ces arbres. Actuellement, l'algorithme C4.5 de Quinlan (1993) est le plus communément utilisé dans la littérature (Wu *et al.*, 2008) car il peut traiter tous types de données et fournit les règles de classification. Ces techniques sont très employées du fait de leur relative facilité d'utilisation (variables continues ou nominales, respect de modèles de distribution de probabilités prédéfinis non obligatoire, etc.) et leur facilité d'interprétation (la présentation en arbre avec une question à chaque nœud rendant le résultat très lisible et pédagogique). L'arbre se présente donc comme une structure descendante avec des nœuds (questions) et des feuilles (résultat) (**fig.174**).

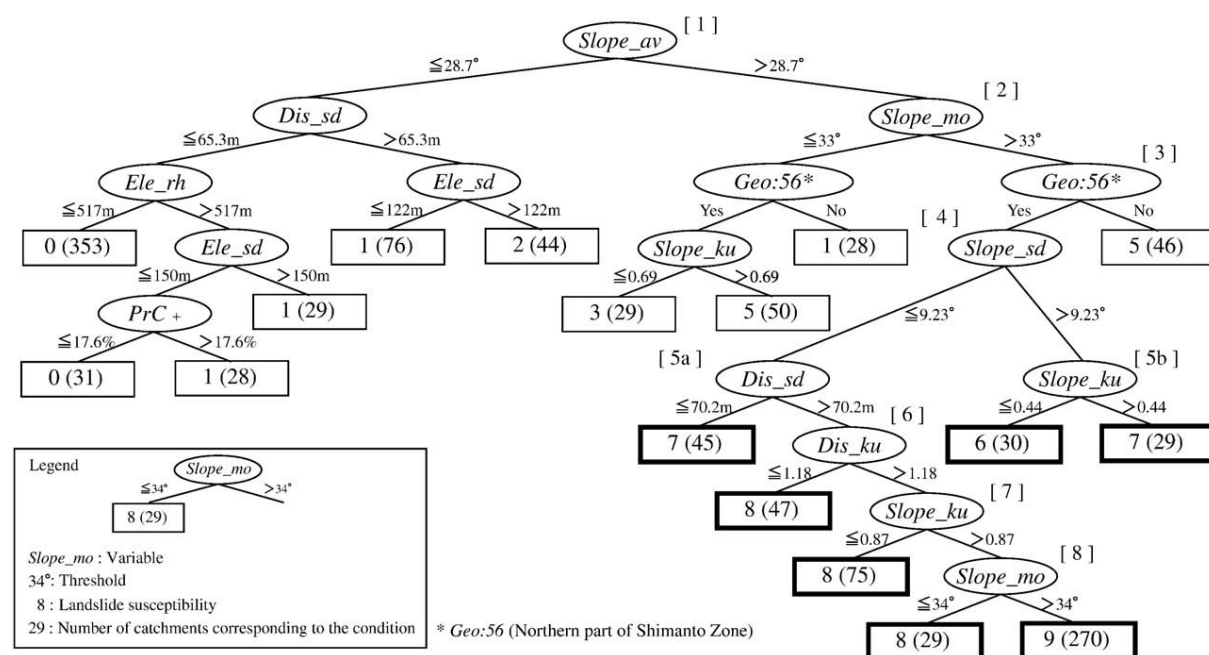


Figure 174 – Exemple d'arbre de décision obtenu avec l'algorithme C4.5 par Saito *et al.* (2009) dans les montagnes Akaishi, au Japon.

Dans l'exemple ci-dessus, la structure descendante de l'arbre indique l'importance prise par chaque facteur dans l'explication de la répartition des glissements. Ici, la pente moyenne est la variable majeure. Si elle est inférieure à 28.7°, les cellules de calculs sont classées comme très peu susceptibles (valeurs de susceptibilité < 3), tandis que si la pente est supérieure à 28.7°, il faut répondre à une seconde question concernant la valeur du mode de la pente, suivie d'une question sur la nature géologique, etc. Les cases en encadré gras représentent les conditions de forte susceptibilité. Les résultats obtenus dans cette étude sont très bons, 83% des glissements inventoriés se trouvant dans les zones classées comme susceptibles (5 à 9 de valeur de susceptibilité).

De nombreux autres algorithmes sont utilisés et la pratique peut différer dans la façon de calculer la probabilité à chaque nœud (**tab.27**).

Ces techniques peuvent être implémentés dans des logiciels statistiques commerciaux (SPSS, Statistica) ou des logiciels libres dédiés au *Data Mining* (WEKA, par exemple, qui offre la possibilité d'utiliser l'algorithme C4.5).

Tableau 27 – Exemples de quelques applications des arbres de décision avec des variantes d'algorithme et de calcul de probabilités associées

Auteurs	Lieu	Algorithme et variantes
Chu <i>et al.</i> (2009)	Taiwan	Algorithme CART
Wang & Niu (2009)	3 gorges, Chine	Algorithme C4.5
Nefeslioglu <i>et al.</i> (2010)	Turquie	Algorithme CART, données continues (arbre de régression)
Yeon <i>et al.</i> (2010)	Corée	Algorithme C4.5, probabilité par densité de glissement à chaque feuille (1) et probabilité de glissement en fonction de la probabilité de la feuille (propagation descendante)
Qi (2007)	-	Algorithme personnel, les feuilles n'étant plus déterminées par une question binaire, mais par une fonction d'appartenance floue

Cette approche est efficace, relativement simple à implémenter, et offre un résultat intelligible qui peut servir de support à la création de clef de détermination des niveaux de susceptibilité pouvant être utilisée par des non-experts. Par contre, si les résultats sont très bons pour les classes extrêmes (peu ou très susceptible), la classification est souvent moins bonne dans les classes intermédiaires qui présentent souvent autant de pixels « sains » que de pixels « glissés ». La multiplication des classes peut suppléer à ce problème en forçant l'algorithme à créer des classes pures, mais ceci restreint alors toute généralisation, but recherché de la modélisation !

7.1.4.3. Les machines à support de vecteur (SVM)

Le principe de la méthode est de séparer des individus projetés dans un espace à 2 dimensions par une droite maximisant la distance des individus situés à la marge (**fig.175** en haut à gauche). Seulement, il est rare qu'il n'existe pas d'individus marginaux. Il est donc possible d'augmenter le nombre de dimensions n de l'espace afin de trouver un plan (ou hyperplan) qui puisse séparer l'ensemble des points. Ces (hyper)plans sont créés à partir de fonctions complexes de type polynomial (**fig.175**, à droite et en bas). Les points en noirs figurent les points « supports » qui permettent de maximiser le plan séparateur.

Les SVM nécessitent des points d'entraînement afin d'alimenter les algorithmes de séparation. Ces points peuvent être constitués uniquement des glissements de terrain (SVM à 1 classe) ou des occurrences de glissements et des zones stables (SVM à 2 classes).

Yao *et al.* (2008) utilisent la méthode à Hong-Kong et testent des SVM à 1 et 2 classes. Les résultats obtenus sont très bons, meilleurs que ceux obtenus avec les régressions logistiques. Ils concluent que les SVM à 2 classes sont plus performants, mais que les SVM à 1 classe ont l'avantage de ne nécessiter que des entrées liées aux zones instables.

Dans le cas des SVM à 2 classes, Marjanovic *et al.* (2011) montrent l'intérêt d'utiliser un échantillon contenant autant d'individus « stables » que d'individus « instables » pour construire le modèle. Les résultats obtenus par rapport à un échantillonnage aléatoire reproduisant une répartition des points se rapprochant de la probabilité *a priori* d'instabilité sur une zone sont moins bons d'à peu près 8%.

Pour le moment, ces méthodes de modélisation sont marginales dans le paysage de la modélisation de la susceptibilité aux glissements de terrain, mais leur capacité prédictive pousse à les mettre en avant.

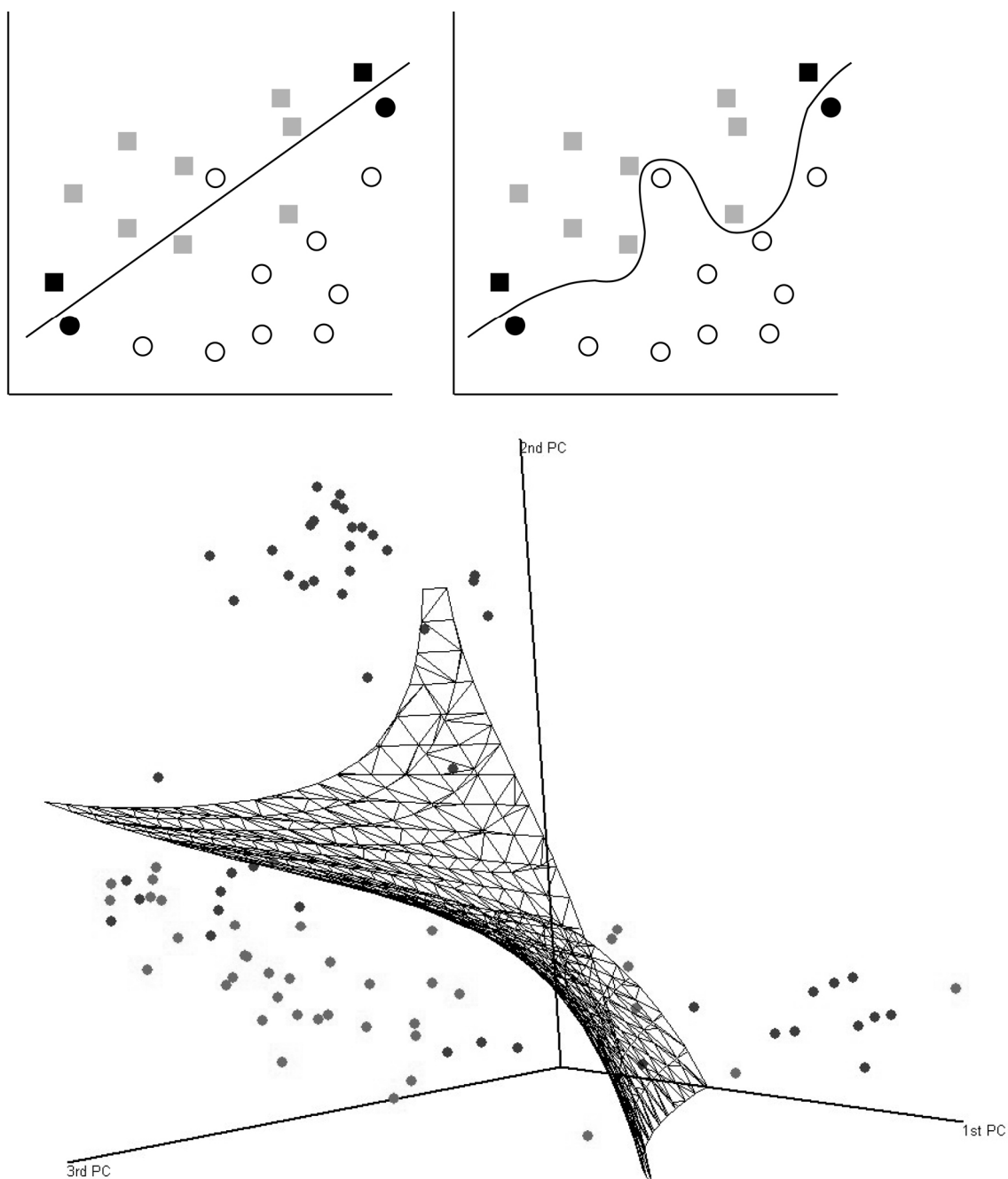


Figure 175 – Représentation schématique du fonctionnement d'une Machine à Support de Vecteur. En haut, cas d'une droite dans un plan, en bas, cas d'un plan dans un espace à 3 dimensions

7.1.5. Les approches déterministes

Ces approches sont basées sur le calcul du Facteur de sécurité (F_s) via des modèles de stabilité de pente pouvant être couplés à des modèles hydrologiques. Dans le premier cas, les cartes produites sont des cartes de susceptibilité (répartition dans l'espace des valeurs de F_s potentielles) tandis que dans le second, les valeurs de F_s varient en fonction de l'état de saturation du sol lequel est lié aux précipitations. L'incertitude concernant l'interpolation des caractéristiques géotechniques des formations géologiques étant grande lorsqu'il s'agit d'appliquer ces modèles sur des surfaces importantes, les approches probabilistes prennent le relais et sont employées, *via* des méthodes de

type *Monte-Carlo*, afin de quantifier cette incertitude et fournir des cartes de probabilités de Fs (probabilité d'incertitude)

Les modèles simples calculent le Facteur de sécurité à partir des modèles de pente infinie ou de rupture circulaire pour des conditions de saturation et des propriétés géotechniques données. On parle alors de modèle statique ou quasi statique (**tab.28**).

Tableau 28 – Exemples d'applications de modèles déterministes simples

Auteurs	Lieu	Méthode
Gokceoglu & Akoy (1996)	Mengen, Turquie	Production de cartes d'isocohésion et d'isofriction à partir de 36 échantillons et application du modèle de pente infinie (Répartition du Fs)
Möller <i>et al.</i> (2001)	Allemagne	Unités géotechniques homogènes caractérisées par des valeurs de c' et ϕ' à partir de 52 échantillons. Le croisement avec la carte de pente en utilisant un modèle de pente infinie donne une carte de Fs (90% de bonne prédiction)
Luzi & Pergalini (1996)	Marche, Italie	Modèle de pente infinie et de rupture circulaire - production de cartes à différents niveaux de saturation et pour des valeurs de c' et ϕ' hautes et basses

Ces modèles imposent d'avoir une bonne connaissance de la répartition spatiale des « unités géotechniques », c'est-à-dire des terrains présentant des caractéristiques mécaniques similaires. Ces essais couvrent donc des zones limitées couvertes par des plans d'échantillonnage assez dense afin de caractériser au mieux la variabilité des propriétés mécaniques des terrains. De plus, l'estimation des niveaux de saturation est généralisée à toute la zone, considérant alors un même niveau de nappe sur tous les terrains et pour toutes les conditions topographiques.

Au cours des années 1990, de nombreuses applications pour SIG ont vu le jour, couplant des modèles de stabilité (quasi exclusivement basé sur le modèle de pente infinie) à des modèles hydrologiques plus ou moins simplifiés (TOPMODEL par exemple). Trois applications cartographiques ont retenu notre attention, essentiellement parce qu'elles sont communément utilisées et ont fait l'objet de nombreux tests au cours des années 2000, permettant ainsi d'avoir un certain recul¹⁴ :

- SHALSTAB (Montgomery & Dietrich, 1994) – ce modèle considère la cohésion comme nulle et lie directement la valeur du Fs aux valeurs de pente et de saturation en fonction de l'angle de frottement interne et de la densité du sol
- SINMAP (Pack *et al.*, 1998) – base sur les mêmes bases théoriques que SHALSTAB, il prend en compte la cohésion du sol et la cohésion racinaire ainsi que les incertitudes de propriétés mécaniques (plage de valeurs)
- TRIGRS (Baum *et al.*, 2002) – programme en Fortran, il modélise dans le temps l'infiltration et la répartition d'une pluie d'orage. Le modèle hydrologique est beaucoup plus complet que les modèles précédents (modèles d'infiltration et d'écoulement)

Ces 3 modèles sont conçus pour des glissements plans, essentiellement superficiels, et induits par des pluies intenses (*shallow rainfall triggering landslide*).

De nombreux auteurs ont testé et comparé les modèles entre eux afin de déterminer les capacités prédictives de ces modèles et leurs limitations (**tab.29**).

¹⁴ Nous renvoyons à l'**annexe 11** ainsi qu'aux publications citées pour le détail de fonctionnement des modèles

Tableau 29 – Exemples d'utilisation des modèles couplés hydromécaniques

Auteurs	Lieu	Méthodes et conclusions
Lan <i>et al.</i> (2004)	Xiaojiang, Chine	SINMAP, 90% des glissements inventoriés sont dans les classes d'instabilités du modèle
Meisina & Scarabelli (2007)	Appenins, Italie	Comparaison SINMAP/SHALSTAB – résultats bons pour chacun des modèles (respectivement 75% et 85% des glissements sont dans les zones reconnues comme instable par les modèles), mais forte disparité spatiale entre les résultats des modèles – surestimation de la classe instable par SINMAP
Cervi <i>et al.</i> (2010)	Reggio Emilia, Italie	Comparaison SHALSTAB avec méthodes statistiques et semi-experte – déficience du modèle hydromécanique par rapport aux approches statistiques et semi-experte*
Chank & Kim (2004)	Gangwon-do, Corée	Comparaison d'un modèle statistique bivarié avec un modèle hydromécanique de type SINMAP – Différence importante, et forte sensibilité du modèle déterministe aux incertitudes des propriétés mécaniques
Baul <i>et al.</i> (2005)	Seattle, USA	Modélisation de l'événement pluvieux du 17 janvier 1986 avec TRIGRS – 79% des glissements reconnus (données d'entrée très précises)
Salciarni <i>et al.</i> (2006)	Umbria, Italie	Modélisation de l'événement pluvieux du 10 février 1999 avec TRIGRS – bons résultats si taux de saturation des sols avant l'événement pluvieux était > 25%
Sorbino <i>et al.</i> (2010)	Campanie, Italie	Comparaison entre TRIGRS et SHALSTAB pour cartographier les zones sources de <i>debris-flow</i> – surestimation par SHALSTAB et cartographie réaliste par TRIGRS

* nous précisons cependant que les courbes ROC comparées sont l'équivalent de courbe de succès pour les modèles statistique et semi-expert et de courbe de validation pour SHALSTAB, donc forcément plus pessimiste

Ces modèles sont plus précis que les modèles simples, mais sont particulièrement sensibles aux données d'entrée. S'ils autorisent de travailler sur un espace de quelques km² voire plus, les résultats souffrent cependant d'une certaine volatilité liée à l'incertitude des données d'entrée. Pour pallier à cette limitation, se sont développées des approches couplées probabilistes et géotechniques.

Ces techniques se basent sur les modèles vus précédemment (modèle de stabilité couplé ou non à un modèle hydrologique), mais les paramètres géotechniques suivent une loi de probabilité (soit une loi normale, soit une fonction d'appartenance déterminée par la logique floue). La procédure consiste à produire un grand nombre de cartes de Fs avec un tirage aléatoire des valeurs géotechniques selon la loi de probabilité retenue par des méthodes de type *Monte-Carlo*. Pour chaque pixel, il est alors possible de calculer une probabilité fréquentielle de $F_s < 1$, fournissant ainsi une carte de probabilité de $F_s < 1$ pour certaines hypothèses de départ (niveau de nappe, événement pluvieux, etc.). Ces approches permettent de considérer l'incertitude liée à la moindre connaissance des paramètres géotechniques, mais également de prendre en compte leur variabilité spatiale naturelle (hétérogénéité). Les cartes produites peuvent être des probabilités d'incertitude ou des cartes de variance.

Huang *et al.* (2006), à Taïwan, conjuguent le modèle couplé SHALSTAB avec la procédure GLUE (*Generalized Likelihood Uncertainty Estimation* (Beven & Binley, 1992)) afin de générer 4000 cartes de Fs. La procédure GLUE « pioche » les valeurs géotechniques et hydrologiques nécessaires à l'alimentation du modèle de stabilité et calcule pour chaque carte le taux de succès par rapport à un échantillon de glissement de terrain servant à la validation. Sur les 4000 cartes produites aléatoirement, les chercheurs ont retenu les 5% présentant le meilleur taux de succès, soit 200 cartes. Les résultats sont corrects et la procédure GLUE évite les surestimations. Liu (2008) a réalisé le même travail avec le modèle TRIGRS.

Xie *et al.* (2004 ; 2007) couplent l'utilisation d'un modèle de stabilité 3D (fonctionnement par colonnes) avec une procédure stochastique de type *Monte-Carlo*, les cellules de calcul étant des versants élémentaires extraits automatiquement du MNT. Les lois de probabilité normales sont considérées pour les paramètres de cohésion et d'angle de frottement interne. Les résultats obtenus permettent ainsi de fournir une estimation de la probabilité spatio-temporelle (aléa).

Enfin, le BRGM a dernièrement conçu un modèle de stabilité, ALICE®, basé sur la réalisation de coupes géologiques automatiques et d'un tirage aléatoire des paramètres géotechniques définis par des fonctions d'appartenance déterminées de manière experte (Olivier Sedan, *com.pers.*). Ce logiciel est actuellement en cours de validation.

Ces méthodes mixtes probabilistes/géotechniques sont intéressantes, car elles permettent de quantifier indirectement l'incertitude, les probabilités fréquentielles pouvant être considérées comme le % de risque que le F_s soit inférieur à 1.

7.1.6. L'approche temporelle

Nous renvoyons le lecteur aux §1.4.2.2 et §4.2.2.3 dans lesquels sont traitées les analyses de relation magnitude/fréquence des glissements (ajustement par une loi puissance) ou les analyses d'intensité/durée des pluies. Ces questions sont également développées par Thiery (2007). Ces approches peuvent servir à déterminer les périodes de retour ou prévoir l'intensité de la réponse à la magnitude du phénomène moteur. Nous signalons juste que cette approche temporelle peut également prendre la forme d'un calcul de période de retour pour un événement moteur de référence par les méthodes classiques d'analyses fréquentielles des événements extrêmes (ajustement de Gumbel par exemple).

Peu d'étude porte sur la rythmicité des glissements de terrain dans le temps. L'analyse spectrale, pour une série temporelle de glissement ou une série temporelle du facteur moteur, peut être intéressante afin de déterminer la structure cyclique du phénomène (si elle existe).

Kashiwaya (1987), dans les montagnes Rokko au Japon, analyse la répartition temporelle des cumuls annuels des pluies > 100mm/24h. Ils dégagent des rythmicités de 30 ans, 10-13 ans et 5-7 ans. La représentation des harmoniques dans le temps montre une nette corrélation avec les années soumises à de nombreux glissements (**fig.176.1**). L'auteur conclut à l'existence d'une cyclicité d'événements gravitaires suivant une période d'une trentaine d'années.

En Italie, Witt *et al.* (2010), à partir d'un inventaire historique de 2255 glissements sur 52 ans, montrent l'existence d'une forte corrélation temporelle des glissements à partir de l'analyse spectrale et montrent que les événements sont structurés en groupe temporel (*temporal clustering*) (**fig.176.2**) selon une loi de Weibull.

Cette approche est particulièrement intéressante sur un plan théorique, car elle essaie de décrypter la structure temporelle des glissements de terrain (détection d'une structure autoorganisationnelle). Cependant, elle nécessite d'avoir un recensement le plus exhaustif possible des événements annuellement et ne fonctionne que pour des phénomènes liés à des événements moteurs possédant une certaine cyclicité (cas ici de glissements induits par de fortes pluies).

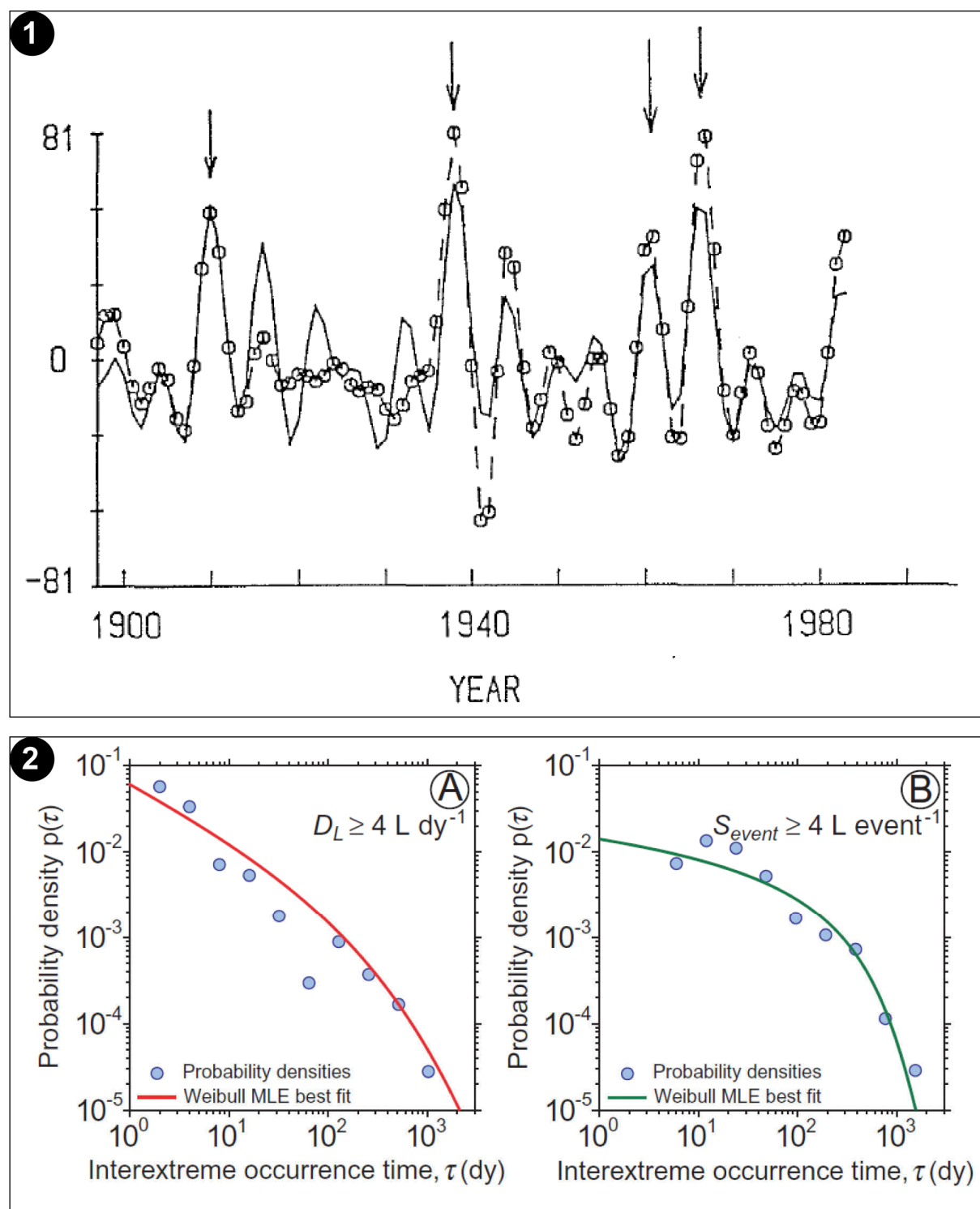


Figure 176 – Exemples d’analyse spectrale. 1) variation temporelle des pluies extrêmes. La courbe pleine représente la synthèse de l’analyse harmonique. Les cercles et la ligne en pointillé représentent les données brutes filtrées. Les flèches indiquent les années marquées par de nombreux glissements de terrain induits par les pluies extrêmes (Kashiwaya, 1987). 2) Densité de fréquence des événements gravitaires en fonction du temps entre chaque événement et leur ajustement, in Witt *et al.* (2010)

7.1.7. Le contrôle des modèles

Ce court paragraphe a juste vocation à préciser les quelques méthodes de validation des modèles couramment utilisées, sans entrer dans le détail.

7.1.7.1. La place du contrôle dans le processus de modélisation

Le contrôle intervient tout le long de la chaîne de modélisation, à la fois pour calibrer le modèle et l'ajuster aux données d'entrée, mais également pour la phase de validation, vérifiant la capacité prédictive du modèle construit (fig.177).

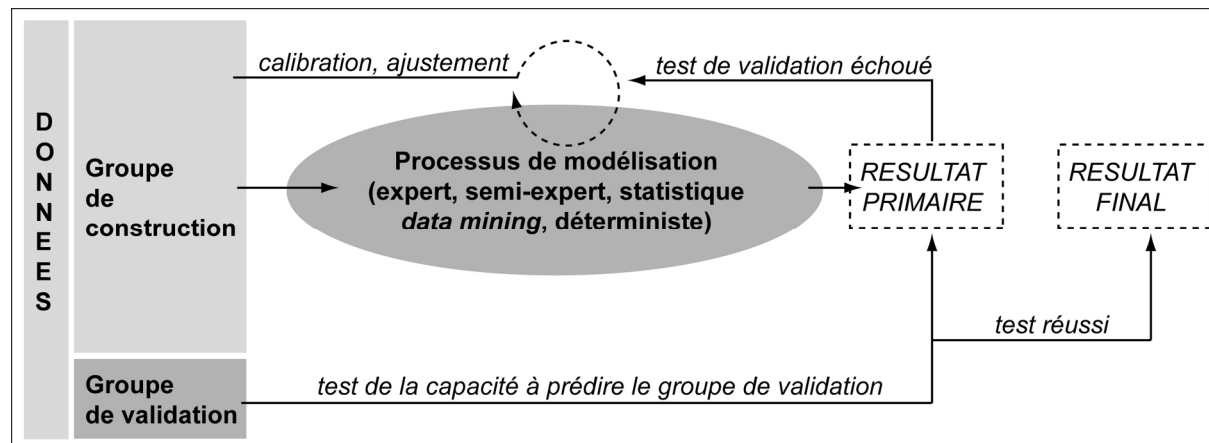


Figure 177 – Place du contrôle dans le processus de modélisation

Il faut différencier la phase d'ajustement du modèle (*fitting*) de la phase de validation de la capacité prédictive de ce dernier. L'ajustement se fait avec les données qui ont servi à construire le modèle, l'objectif étant de caler au mieux les sorties du modèle avec les données servant à sa construction. La validation s'exécute avec des données indépendantes de la construction du modèle ce qui permet de tester la capacité du modèle à prévoir une information qu'il ne connaît pas. La validation est donc plus « exigeante » et c'est cette phase qui intéresse le chercheur pour conclure sur la performance du modèle proposé.

7.1.7.2. Les outils de contrôle

Begueria (2006a), Chung & Fabbri (2003), Fabbri *et al.* (2002), Guzzetti *et al.* (2006), Remondo *et al.* (2003b) ou Thiery *et al.* (2007) fournissent un éventail d'indices, de méthodes ou de procédure adapté à cette question du contrôle. Nous en retiendrons 4 couramment utilisés :

- la matrice de confusion,
- la courbe ROC,
- les courbes de Lorenz,
- l'indice Kappa.

La matrice de confusion est utilisée pour les variables dichotomiques. Dans le cas des glissements de terrain, la variable dépendante est binaire (présence/absence) et le résultat peut l'être aussi (classification stable/instable obtenue par discrétisation). Ce tableau à 4 entrées compare les résultats obtenus par le modèle avec les observations (tab.30).

Différents indices existent afin de calculer l'efficacité du modèle. La matrice de confusion est sensible à la prévalence d'une cohorte (les pixels 0 par exemple) sur une autre. Il est donc recommandé, lors de l'échantillonnage, de prendre autant d'individus 0 que d'individus 1. Si tel n'est pas le cas, le chercheur a recours à des indices non sensibles à la prévalence comme la sensibilité $[a/(a+c)]$, la spécificité $[d/(d+b)]$ ou le *likelihood ratio* [sensibilité/(1-spécificité)]. L'erreur relative

(utilisée par Thiery *et al.* (2007) entre autres) peut être déduite de cette matrice $[c/(a+c)]$ ce qui correspond à la proportion de faux négatifs dans le total d'observations positives.

Tableau 30 – Matrice de confusion. La valeur 0 signifie absence de glissement, la valeur 1, présence de glissement. *a* correspond au vrai positif, *b* aux faux positifs, *c* aux faux négatifs, *d* aux vrais négatifs et *N* au nombre total d'unités de calculs (pixels, versants, etc.) correspondant à la somme de *a* à *d*

Prédiction	N	Observation	
		0	1
	0	<i>d</i>	<i>c</i>
	1	<i>b</i>	<i>a</i>

Si l'on ne veut pas opérer de binarisation du résultat et qu'on souhaite le garder en format continu (représentation d'une probabilité de rupture par exemple), on utilise la courbe ROC (*Relative Operating Characteristic*) qui compare une image continue (modèle) avec une image booléenne (inventaire de glissement). L'image continue est discrétisée en classes définies par l'utilisateur puis, pour chaque classe, les taux de faux positifs $[b/(b+d)]$ et de vrais positifs $[a/(a+c)]$ sont calculés puis projetés sur un graphique. L'intégrale de la courbe est calculée sur l'intervalle $[0.5 ; 1]$, plus la valeur étant proche de 1, plus le modèle se rapproche de l'image booléenne, une valeur de 0.5 signifiant une distribution aléatoire des valeurs.

Les courbes de concentration (ou de Lorenz) (**fig.178**) ressemblent aux courbes ROC mais sont construites sur la base des proportions cumulées de glissements prédits sur la surface cumulée de la zone d'étude classée par niveau de susceptibilité décroissant (Fabbri *et al.*, 2002 ; Chung & Fabbri, 2003). Elles sont utilisées aussi bien pour l'ajustement du modèle dans le processus de construction (courbe de succès) que pour la validation (courbe de prédiction).

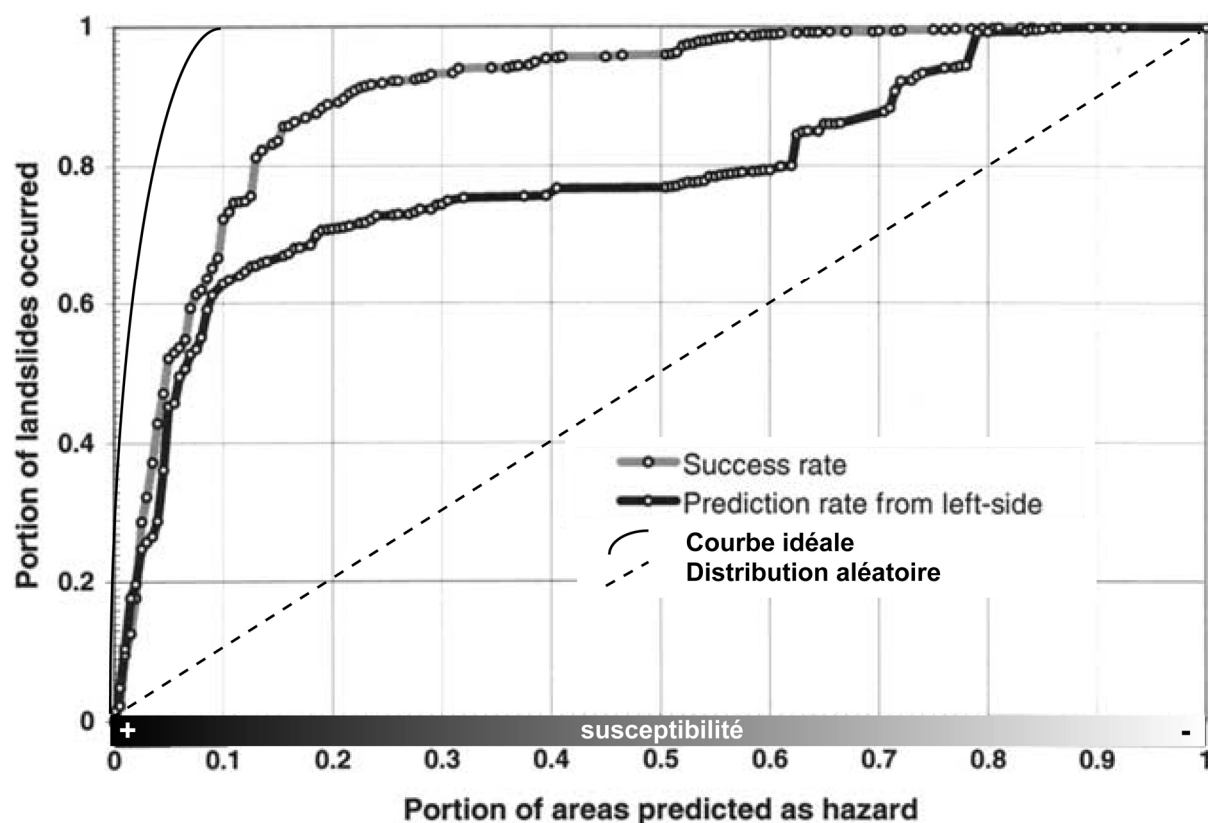


Figure 178 – Courbes de succès et de prédiction, modifié de Chung & Fabbri (2003)

Sur la **figure 178**, la courbe idéale signifie que 100% des glissements sont concentrés sur les 10% de la surface totale, classés comme susceptible. Un modèle théorique parfait concentrerait 100% des glissements sur la proportion de terrain réellement couverte par ces derniers (ce qui voudrait dire aucune généralisation !). La courbe de prédiction est souvent moins « favorable » que la courbe de succès puisque cette dernière est un ajustement et qu'elle compare la sortie du modèle avec les données qui ont permis de le construire.

Enfin, le coefficient *Kappa* (Rosenfield & Fitzpatrick-Lins, 1986 ; Carstensen, 1987) est surtout utilisé pour comparer la ressemblance entre 2 cartes (surtout pour comparer 2 modèles entre eux). Il peut être utilisé pour comparer une sortie binaire (stable/instable) ou pour évaluer la capacité prédictive des classes de forte susceptibilité. Ce coefficient quantifie le pourcentage de similarité par rapport à ce qu'il serait sous le simple fait du hasard. Sa valeur varie de -1 à +1, les valeurs négatives ou nulles signifiant une mauvaise similitude. Plus la valeur s'approche de 1, meilleure est la similitude.

D'autres tests existent mais cette palette permet déjà de bien calibrer un modèle et de le valider de manière rigoureuse.

7.2 Analyse critique des méthodes de modélisation

On l'a vu précédemment, il existe différentes voies de modélisation. De nombreuses études se sont évertuées à comparer les méthodes entre elles à partir du même jeu de données (**tab.31**).

Tableau 31 – Notation qualitative de l'efficacité relative des méthodes par article comparatif. HR, heuristique ; AHP, Analytical Hierarchy Process ; FL, logique floue ; LSI, index bivariée (Wi, etc.) ; CF, Certainty Factor ; WOE, théorie de l'évidence ; LR, régression logistique ; MVD, analyse discriminante ; ANN, réseau de neurone ; DT, arbre de décision ; SVM, machine à vecteur de support ; MECA, modèle déterministe – 0, méthode moyenne ; +, méthode la plus performante ; -, méthode la moins performante

	Expert et semi-expert			Statistique bivariée				Statistique multivariée		Data Mining, IA			Base physique
Auteur/Méthode	HR	AHP	FL	LSI	CF	DS	WOE	LR	MVD	ANN	DT	SVM	MECA
(Süzen & Doyuran, 2004)							-	+					
(Brenning, 2005)								+			-	0	
(Yesilnacar & Topal, 2005)								-		+			
(Lee <i>et al.</i> , 2007b)				+				-		+			
(Long, 2008)	-	-		+	+		0	0	0				-
(Tangestani, 2009)			+			-							
(Yilmaz, 2009)				-				0		+			
(Falaschi <i>et al.</i> , 2009)								-		+			
(Magliulo <i>et al.</i> , 2009)	-						+						
(van-den-Eeckhaut <i>et al.</i> , 2010)	-							+					
(Rossi <i>et al.</i> , 2010b)								+	0	-			
(Cervi <i>et al.</i> , 2010)			0				+						-
(Nandi & Shakoor, 2010)				-				+					
(Oh <i>et al.</i> , 2010)				0				+		-			
(Pradhan & Lee, 2010)				0				+		-			
(Yilmaz, 2010)							-	0		+		+	
(Yalcin <i>et al.</i> , 2011)		0		0			+	-					
(Marjanovic <i>et al.</i> , 2011)		-						0		0	+		
(Choi <i>et al.</i> , in press)				0				+		-			
(Akgun, in press)		-		0				+					

Selon ce tableau, il apparaît que :

- les méthodes de type expert ou semi-expert sont souvent les moins performantes dans la littérature comparative (souvent lié aux contours des zones plus grossiers),
- les statistiques bivariées sont rarement les moins performantes et se situent dans une moyenne avec des performances remarquables dans certains cas,
- la régression logistique est une méthode qui a alimenté (moins actuellement) la littérature scientifique et qui a prouvé son efficacité sur différents terrains. A l'instar des méthodes bivariées, elle est désormais considérée comme robuste.
- les méthodes issues du *Data Mining* et de l'*Intelligence Artificielle* montrent un bilan mitigé avec parfois de très bonnes performances mais également des contre-performances notoires. Rossi *et al.* (2010b) ont montré dans leur étude la très forte capacité classificatoire et d'ajustement aux données d'entrée des réseaux de neurones (ROC = 0.995, phase de réglage) mais la faible capacité prédictive des modèles réalisés (ROC = 0.713, phase de validation). Ces méthodes restent encore nouvelles et nécessitent des travaux d'adaptation à la problématique des mouvements de terrain.
- s'il existe de nombreuses études sur l'application de modèles mécaniques pour la cartographie de la susceptibilité ou de l'aléa, les comparaisons avec d'autres méthodes sont moins nombreuses. Dans les quelques études comparatives, les méthodes déterministes apparaissent toujours moins performantes par rapport aux méthodes statistiques montrant la limite de leur capacité de généralisation...mais il s'agit là d'un biais lié à la conception de ces modèles construits principalement pour des grandes échelles (1/10 000 à 1/2000).

Finalement, il n'existe pas de modèle universel, chaque technique devant être choisie en fonction de l'objectif assigné à l'étude.

Nous souhaitons cependant dépasser l'aspect comparatif ou descriptif de ces méthodes (développé par Thiery, 2007) afin de sonder les aspects plus conceptuels qui sous-tendent à ces approches modélisatrices. Nous avons relevé 3 questionnements :

- la dialectique objectivité/subjectivité ou expertise/modélisation,
- la sensibilité des modèles,
- les limitations théoriques.

7.2.1 Qualitatif vs. Quantitatif ou Subjectivité vs. Objectivité : un faux débat ou un débat faussé ?

Dans le domaine des risques gravitaires, l'effort de recherche sur la modélisation répond au problème de la dite « subjectivité » de la cartographie « experte ». L'objectif de ces recherches est donc de créer des procédures plus « objectives et reproductibles » de cartographie et de définition de la susceptibilité et de l'aléa. La tendance est donc forte d'opposer les méthodes dites qualitatives (considérées subjectives) dont les règles classificatoires dépendent de l'analyse et de l'expérience de l'homme aux méthodes dites quantitatives (considérées objectives) qui font appels à l'algorithmique pour assister voire suppléer la décision humaine.

A la question « un faux débat ? », nous répondons par la négative. Van Westen *et al.* (1999) ont très bien montré les différences notoires de choix entre 3 cartographies expertes de la susceptibilité, 35% seulement des zones cartographiées faisant l'objet d'un consensus total. Ardizzone *et al.* (2002) ont également pointé les différences importantes de cartographie d'inventaire réalisées par des méthodes expertes (jusqu'à 80% de différences). L'approche experte reste donc non reproductible et

les résultats dépendent bien de l'expert en charge du travail de cartographie, les différences entre expert pouvant être considérables.

A la question « un débat faussé ? », nous répondons positivement. En effet, sur la somme d'articles traitant de modélisation, de comparaison de modèles, etc., très peu posent la question de la part d'expertise qui « intègre » les procédures quantitativistes et très peu s'attardent sur cette dialectique subjectif/objectif inhérente aux sciences naturelles de tradition positiviste.

Thiery (2007) a proposé une synthèse quant aux domaines d'utilisation des principales méthodes de modélisation en fonction de l'échelle désirée de la carte finale, du nombre de données disponibles et de la part d'opinion experte dans le processus (fig.1.11 de sa thèse, reprise dans la **figure 179**). Il tente de discriminer les méthodes en fonction du degré d'opinion experte dans la procédure et fournit une proposition de classification basée sur la part de « subjectivité » contenue dans chacune d'elles.

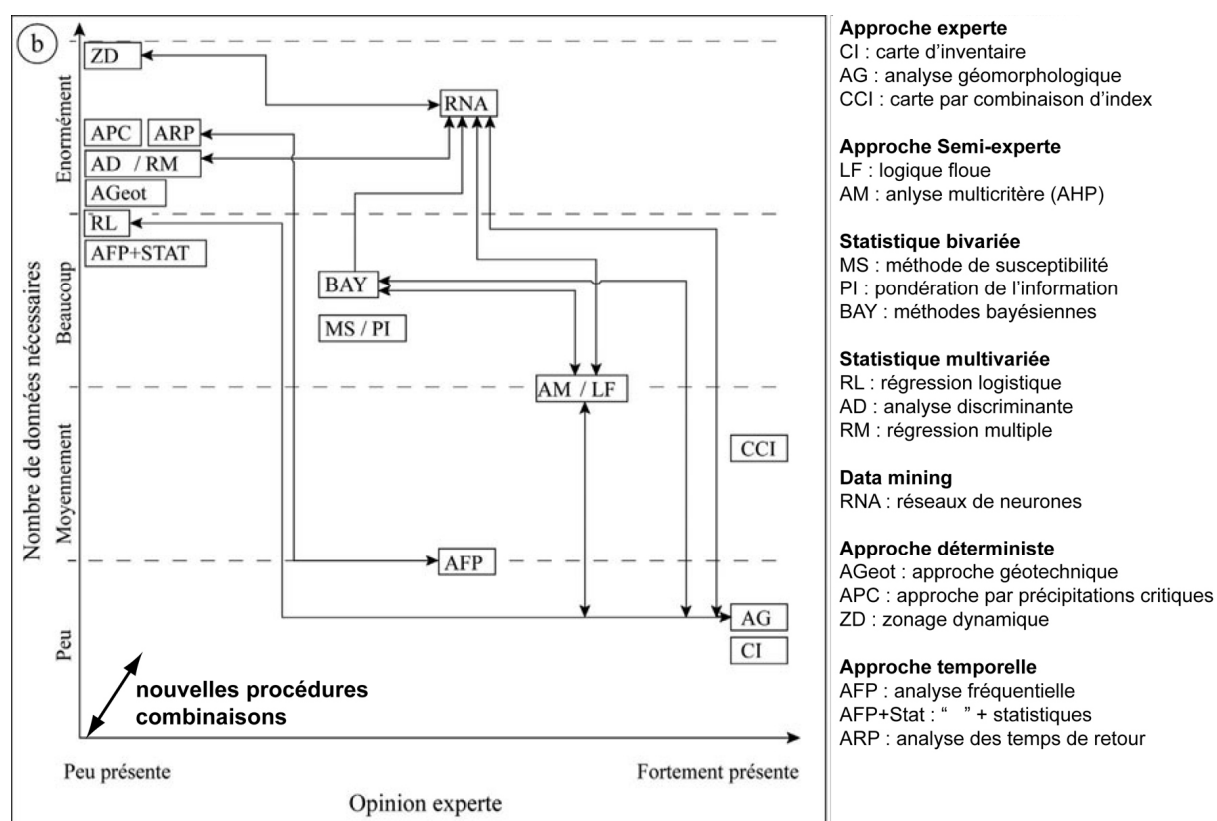


Figure 179 – Répartition des méthodes relevées par Thiery dans l'espace opinion experte/données. Modifié de Thiery (2007). Les regroupements de méthodes par famille ont été réadaptés pour suivre ceux réalisés dans le §7.1

Ce schéma nous permet d'introduire l'idée que l'opinion experte pèse plus que ce qu'il est admis dans les procédures de cartographie « objective ».

Premièrement, les approches semi-expertes, bivariées, multivariées et le *Data Mining*, nécessitent l'existence d'une variable dépendante pour asseoir la construction des modèles et classifications. Cette variable dépendante est issue de l'inventaire des glissements, lequel, on l'a vu dans les §1.2 et 1.3, reste hautement subjectif et soumis au flou persistant des typologies. Alexander (2008), dans son article réflexif sur les SIG dans l'étude des mouvements de terrain, pointe du doigt les limitations reconnues des typologies employées et reconnaît que la problématique reste ouverte. Ce problème de l'inventaire se situe donc déjà à la source de la construction des modèles mais également à leur

sortie, lors des étapes de validation. Encore une fois, le résultat, aussi objectif soit-il, sera validé sur une base experte (considérée comme subjective)...et c'est cette base qui fait foi ! Le cas de la thèse de Yannick Thiery (2007) est un exemple tout à fait illustratif de ce paradoxe, l'auteur validant les différents modèles finaux issus de procédures bivariées ou multivariées, parfaitement rigoureuses sur un plan méthodologique, en les comparant à la carte « expert » considérée alors comme la référence. N'y voyons là aucune critique méthodologique mais la simple preuve de la situation paradoxale à laquelle sont confrontés les chercheurs travaillant sur ces questions de modélisation et d'« objectivation » des procédures.

Deuxièmement, les procédures multivariées nécessitent des transformations de variables (normalisation, discrétisation, etc.) et la sélection de certaines d'entre elles lorsque des colinéarités existent. Les études de Baeza & Corominas (2001) ou de Santacana *et al.* (2003) sont de ce point de vue représentatives. Le recours à une analyse discriminante impose la transformation des variables catégorielles en variables continues, laquelle est faite sur la base d'une opinion experte. Le choix des variables à retenir lors de l'existence de colinéarité peut également impliquer une part d'expertise même s'il est souvent guidé par le poids des variables dans la matrice factorielle.

Troisièmement, les paramètres intégrés dans les modèles géotechniques sont également soumis à une large part d'expertise. Olivier Sedan (BRGM, *com.pers.*) reconnaît que les valeurs de c' et ϕ' utilisées pour la cartographie de la susceptibilité ou de l'aléa sont bien souvent le fait d'une synthèse experte d'un jeu de données disponibles pour une formation géotechnique. Meisina & Scarabelli (2007) discutent la difficulté d'estimer le paramètre R (taux de recharge des nappes pour l'utilisation de SINMAP) et définissent des hypothèses « expertes » afin d'obtenir une valeur cohérente. L'essor des méthodes mixtes probabilistes/géotechniques répond en partie à cet état de fait, permettant de réintégrer dans les processus physiques une part d'« expertise assistée » pouvant répondre aux incertitudes liées à l'hétérogénéité et à la méconnaissance des variables d'entrée.

Quatrièmement, et c'est un point qui a plus trait à l'objectivité des approches statistiques, le respect des règles statistiques n'est pas toujours de mise. Thiery (2007) fait remarquer que de nombreuses études utilisant les méthodes bivariées supposent acquise l'indépendance conditionnelle des facteurs, mais ne la vérifient pas. La souplesse d'utilisation des régressions logistiques amène certains chercheurs à négliger la transformation des variables ou la recherche de colinéarité alors que ces dernières sont importantes pour l'optimisation de la méthode (Greco *et al.*, 2007 ; Colubi *et al.*, 2008 ; Bai *et al.*, 2010). Ces libertés prises par rapport aux règles statistiques entachent l'objectivité finale des modèles, en tout cas leur rigueur. La part aléatoire générée par ces assouplissements les rend de fait guère plus objectifs que les méthodes qualitatives.

Finalement, la **figure 179** propose une classification bien rigide alors que la part d'opinion experte semble être comparable que ce soit à l'entrée des modèles, au sein du processus et à leur sortie. La carte d'inventaire (CI), isolée des autres méthodes, présente un taux d'expertise très élevé. Or cette carte alimente et valide l'ensemble des approches, se trouvant de fait raccordée à toutes les procédures. L'opinion experte constitue une base commune et existe dans l'ensemble des méthodes à un niveau important. Nous préférons donc parler « d'assistance à l'expertise » par des méthodes rationnelles, laquelle peut être limitée voire inexistante (cas de cartographies d'inventaire ou d'analyses géomorphologiques) ou prépondérante (cas des réseaux de neurone) sachant qu'il existe un continuum entre ces 2 pôles extrêmes. Cette question de la subjectivité et de l'expertise nous ramène aux conclusions du premier chapitre, à savoir que l'expertise est inhérente à la recherche géomorphologique, qu'il faut l'accepter et reconnaître sa capacité intégrative qui la distingue des méthodes statistiques ou déterministes.

Reprenant le travail de Thiery (**fig.179**), nous proposons une vision légèrement différente du rapport des méthodes aux 3 critères retenus que sont i) la part d'assistance à l'expertise, ii) la nature du

résultat et iii) la nature des données (**fig.180**). Le premier critère a été développé précédemment, nous n'y reviendrons pas. Le second critère tente de prendre en compte l'intégration croissante de l'incertitude dans les résultats finaux, lesquels se déclinent sur une gamme allant des résultats exacts (Fs, classe de stabilité tranchée) à des résultats flous (probabilité, résidus, incertitude, échelle continue). Le cas des analyses de type magnitude/fréquence ou analyse spectrale présente des résultats exacts mais dont l'interprétation et la signification demeure encore floues (fractalité, concept connu mais dont a encore du mal à capter l'ensemble des processus sous-jacents). Le troisième critère reprend les données nécessaires à la construction du modèle. Nous nous distinguons de Thiery (2007) qui avait pris en compte la quantité de donnée nécessaire, facteur qui ne nous apparaît pas convaincant. En effet, la quantité de données nécessaire à l'implémentation d'une analyse bivariable n'est pas moindre que pour une analyse multivariable (cas des *dummy variables* qui faussent la quantité ou l'utilisation de la régression logistique qui demande les mêmes jeux de données qu'en analyse bivariable) ou que pour une analyse géotechnique (quelques paramètres suffisent à faire fonctionner des modèles comme TINGRS ou SINMAP) ou une analyse magnitude/fréquence. Un inventaire, selon sa nature, peut impliquer une somme de données de terrain conséquente (datations, morphométrie, analyse de coupes, etc.), supérieures à ce qui est requis pour une analyse statistique. De plus, cette « quantité de données » est difficile à mesurer (s'agit-il d'une quantité en bits ?). Ce qui diffère et est assez facilement qualifiable, c'est la nature des données. Une analyse magnitude/fréquence implique d'avoir un bon inventaire, tandis qu'une analyse bivariable ou multivariable demande d'avoir en plus des informations géographiques (géologie, pente, etc.). Une cartographie déterministe nécessite d'être en possession des caractéristiques géotechniques des matériaux tandis qu'une analyse fréquentielle utilise des séries pluviométriques.

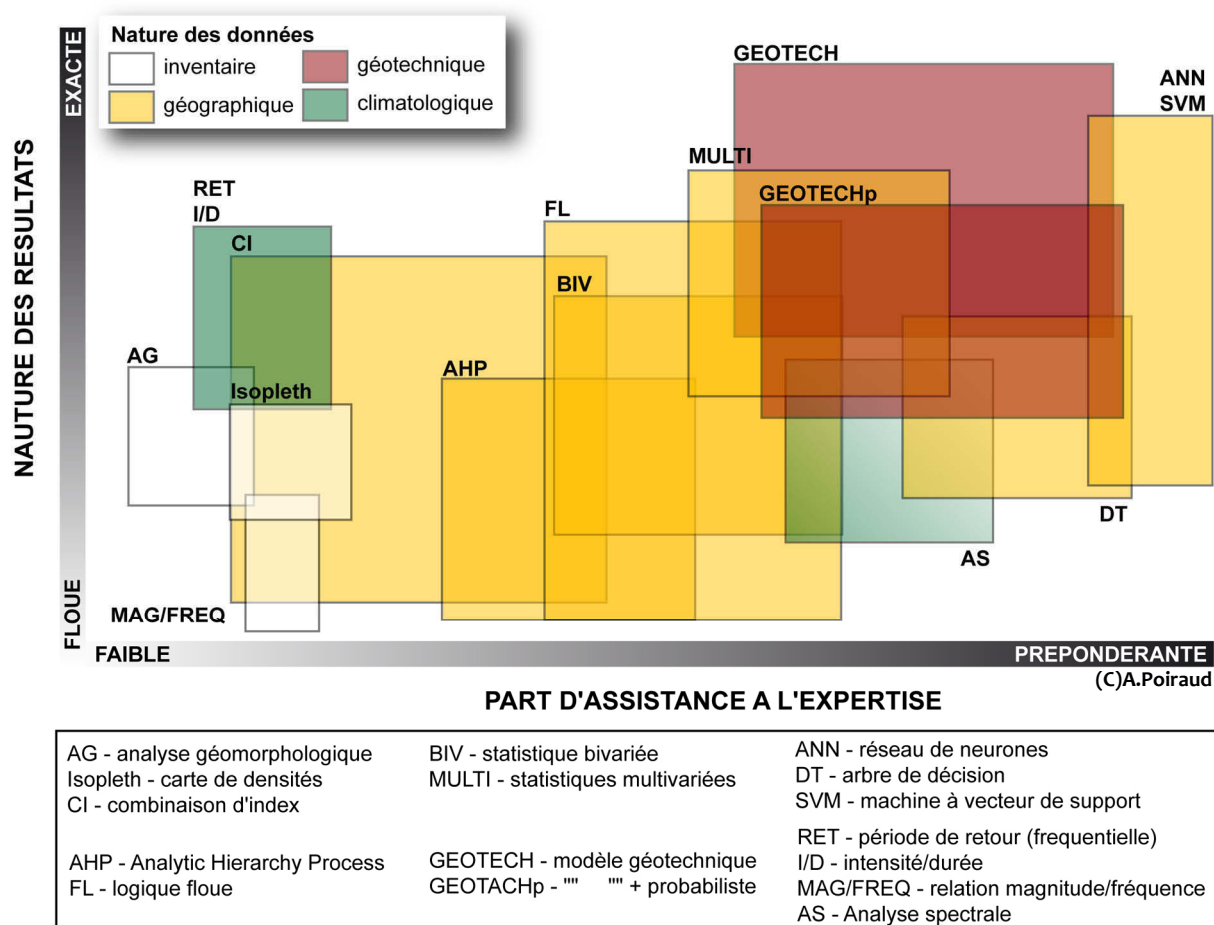


Figure 180 – Répartition des méthodes de modélisation de la susceptibilité et de l'aléa selon le gradient d'assistance à l'expertise, le type de résultats obtenus et le type de données utilisées

Les limites des domaines s'interpénètrent du fait des variantes existantes et testées par les chercheurs. On constate cependant une tendance à la corrélation positive entre la nature exacte des résultats et l'augmentation de la part d'assistance à l'expertise, le flou, malgré les applications existantes en Intelligence Artificielle et *Data Mining*, demeurant une propriété très humaine.

7.2.2 La sensibilité des modèles et l'incertitude

La question de la sensibilité des modèles aux données d'entrée ou aux paramétrages rejoint le débat sur la robustesse de ceux-ci. Une méthode sensible sera plus difficilement reproductible, son utilisation demandant alors une grande part d'expertise. La sensibilité influera également sur le niveau de certitude des résultats, plus un modèle est sensible, moins les résultats sont considérés comme fiables dans l'optique d'une généralisation.

Ardizzone *et al.* (2002) ont approfondi la question de l'influence de la qualité de l'inventaire (3 inventaires réalisés par 3 équipes) sur le résultat final d'une cartographie de la densité et d'une analyse discriminante dans le bassin de Stafora, en Italie. Ils ont rassemblé 3 équipes d'expert (Milano, Pavia et Perugia), chacun ayant fourni aux auteurs leur inventaire. Ces inventaires ont ensuite été repris dans un processus de modélisation identique. Les auteurs montrent que la modélisation tend à faire décroître les différences issues de l'inventaire (**tab.32**).

Tableau 32 – Différences calculées entre les cartes d'inventaire, de densité et l'analyse discriminante (modèle statistique multivarié). Les chiffres représentent les % de différence par paire. in Ardizzone *et al.* (2002)

	Différence inventaire		Différence densité		Différence modèle	
	Perugia	Pavia	Perugia	Pavia	Perugia	Pavia
Milano	57.6	67.7	21.2	23.8	15.5	-
Perugia		67.2		25.1		-

Dans le **tableau 32**, les différences entre les inventaires fournis sont notoires, aux alentours de 60%. La cartographie des densités lisse les résultats bruts et permet un gain d'homogénéité. Cependant, cela induit une perte de résolution de l'information. L'analyse discriminante, en intégrant des facteurs externes, supplée encore aux différences d'inventaire. Les modèles construits à partir des inventaires de Milano et Perugia sont sensiblement les mêmes (prédicteurs et poids similaires) montrant la forte capacité de généralisation des modèles statistiques et leur moindre sensibilité à l'incertitude de la variable dépendante, qui est compensée par l'apport d'informations externes (géologie, pente, etc.).

D'autres études ont également abordé cette question de la nature de la variable dépendante (différence d'inventaire, type et taux d'échantillonnage) ou de la structure de la maille de calcul (nature de la maille de calcul, taille, etc.) (**tab.33**).

Les résultats obtenus sont très contrastés voire contradictoires. Les modèles sont sensibles à des taux d'échantillonnage de la variable dépendante (glissements) < 50%. Ils sont également sensibles au type d'échantillonnage (centroïde, périphérie, etc.) et aux caractéristiques des unités de calcul. Par contre, il est plus délicat de se prononcer par rapport à l'influence de la qualité de l'inventaire sur les résultats des modèles. Dans certains cas, la généralisation des modèles lisse les différences d'inventaire alors que dans d'autre cas, ces différences marquent de leur sceau les résultats finaux.

Finalement, la sensibilité des modèles est dépendante des données utilisées, du processus de modélisation et des choix concernant la stratégie de modélisation. Or, l'ensemble de ces considérations reste du domaine de l'expertise et ce sont ces choix qui détermineront en grande partie la robustesse des résultats obtenus. Il est intéressant de noter que ces choix ne sont pas

universels (exemple des conclusions contrastées sur le type d'unité de calcul apportant les meilleurs résultats) et restent sous le contrôle de l'expert ou de l'opérateur.

Tableau 33 – Influence des données d'entrée sur la qualité des modèles

Auteurs	Lieu	Données et qualité des modèles obtenus	Conclusion
Galli <i>et al.</i> (2008)	Collazone, Italie	3 inventaires différents, carte de densité et analyse discriminante par unités de versant => différence notable des résultats	Les modèles multivariés sont sensibles aux inventaires
Carrara <i>et al.</i> (2003)	Staffora, Italie	2 modèles (multivarié) obtenus à partir d'un inventaire historique et d'un inventaire géomorphologique => différence entre les résultats (16 à 25%)	
Poli & Sterlacchini (2007)	Italie	Échantillonnage des glissements différents pour alimenter un modèle bivarié – peu de différences sur les modèles finaux	Modèle bivarié peu sensible à la variable dépendante
Yilmaz (2010b)	Turquie	Id. avec 2 modélisations différentes (bivarié et réseaux de neurones) – résultats différents de plus de 8 à 9% et différence spatiale importante parfois	Modèles sensibles à la variable dépendante
Guzzetti <i>et al.</i> (2006)	Collazone, Italie	50 modèles (analyse discriminante) sont construits avec 50 échantillons de glissements tirés au hasard (même taux d'échantillonnage) – Les résultats sont moyennés par pixels et comparé à un modèle de référence – Peu de différences notables	Analyse discriminante peu sensible à l'échantillonnage si taux > 80%
Van Den Eeckhaut <i>et al.</i> (2009)	Belgique		
Baeza <i>et al.</i> (2010)	Pyrénées espagnoles	Analyse discriminante, mêmes données d'entrée mais mailles de calcul différentes (pixel de 15m, 45m et unité de versant) – différences de résultat (les pixels sont moins performants)	Analyse discriminante sensible à la maille de calcul
Van Den Eeckhaut <i>et al.</i> (2009)	Belgique	Analyse discriminante, mêmes données d'entrée et mailles de calcul différentes (pixel de 10m et unités de versant) – différences de résultat (les pixels sont plus performants)	

7.2.3 Des limitations théoriques et pratiques...

7.2.3.1. Les limites du modèle additionnel (« limites du + »)

Les modèles statistiques, les combinaisons d'index, les méthodes déterministes ou le *Data Mining* dans une moindre mesure souffrent d'une limitation liée à leur conception très cartésienne qui consiste à séparer la réalité en éléments distincts et intelligibles afin de les analyser (phase 1), puis de recomposer cette réalité en un modèle censé la reproduire et prédire ses comportements (phase 2).

La séparation des éléments distincts composant la réalité de l'occurrence des glissements de terrain (phase 1) prend la forme des cartes de facteurs ou des paramètres géotechniques. Chaque paramètre sera analysé isolément des autres ou ensemble pour le cas des analyses multivariées. Cette phase ne pose en soi pas de problème particulier hormis qu'elle rompt les interactions possibles entre facteurs, privant de fait le scientifique d'un pan entier d'information. Cette séparation constitue donc une première limitation théorique. Une des conséquences de cet état de fait est la « chasse » aux colinéarités ou aux dépendances conditionnelles qui fausseraient ensuite le résultat de l'agrégation ultérieure de ces facteurs.

La phase de recomposition de la réalité (agrégation, phase2) constitue la seconde limitation théorique, que nous appelons « les limites du modèle additionnel » ou « limites du + ». En analyse bivariée, multivariée ou combinaison d'index, cette recomposition prend la forme d'une somme algébrique de type modèle linéaire (additionnel) pondéré (*Weighting Linear Model*) (26) :

$$P_R = \sum_{i=1}^n B_i X_i + B_0 \quad (26)$$

avec P_R l'index de possibilité d'occurrence du phénomène réel, n le nombre de facteurs issus de la décomposition de la réalité, B_i le poids du facteur considéré, X_i la valeur prise par ce facteur et B_0 une constante qui peut représenter le *bruit* du système considéré (incertitude, manque de connaissance, etc.). Cette base peut ensuite être transformée par une fonction logistique mais il ne s'agit là que d'une modification de distribution.

Sous cette forme, le modèle linéaire (additionnel) est à l'origine de 4 problèmes interconnectés :

- l'impossibilité d'existence d'un facteur annulant (à cause de l'addition des autres facteurs),
- le risque de « surnotation » lié à l'addition,
- l'augmentation de l'incertitude dans les classes intermédiaires du fait de cette surnotation (notamment des conditions défavorables), ces classes intermédiaires accumulant les unités de calculs,
- la simplification des interactions recomposées (ce type de modèle ne peut considérer l'existence d'interactions inhibitrices).

Dans le cas des glissements de terrain, cette forme d'agrégation empêche l'existence de facteur annulant. Mécaniquement, les glissements (hors fluage et reptation) sont très rares pour des pentes $< 5^\circ$. L'existence d'une valeur de pente $< 5^\circ$ devrait automatiquement conduire à un $P_R \approx 0$. Or, cette situation est quasiment impossible puisque ces zones de faibles pentes accumuleront le poids d'autres facteurs potentiellement favorables aux glissements, les amenant dans des classes de faible voire de moyenne susceptibilité si elles sont situées sur une lithologie très favorable par exemple (effet de surnotation).

Cet état de fait favorise en partie l'existence de classes intermédiaires, de susceptibilité moyenne, concentrant le maximum d'incertitude (lié au bruit de pixels mal classés). Nous reprenons les études de Guzzetti *et al.* (2006) et Van Den Eeckhaut *et al.* (2009) afin d'illustrer ce propos.

Nous rappelons que les auteurs ont produit chacun une carte de susceptibilité de référence en se servant de l'ensemble des glissements pour construire le modèle. En parallèle, avec respectivement 85% et 80% des glissements pris au hasard, ils ont produit 50 cartes de susceptibilité, chacune des cartes étant basée sur un jeu de glissements différents. Cette manipulation permet de voir la capacité de la méthode à fournir des modèles similaires avec des données quelques peu différentes et donc à quantifier sa sensibilité. Les 50 cartes produites ont ensuite été moyennées fournissant une carte des moyennes de niveau de susceptibilité et une carte des écart-types à 95% de confiance. La distribution des écart-types des pixels est ensuite comparée avec leur niveau de susceptibilité moyenne (**fig.181**).

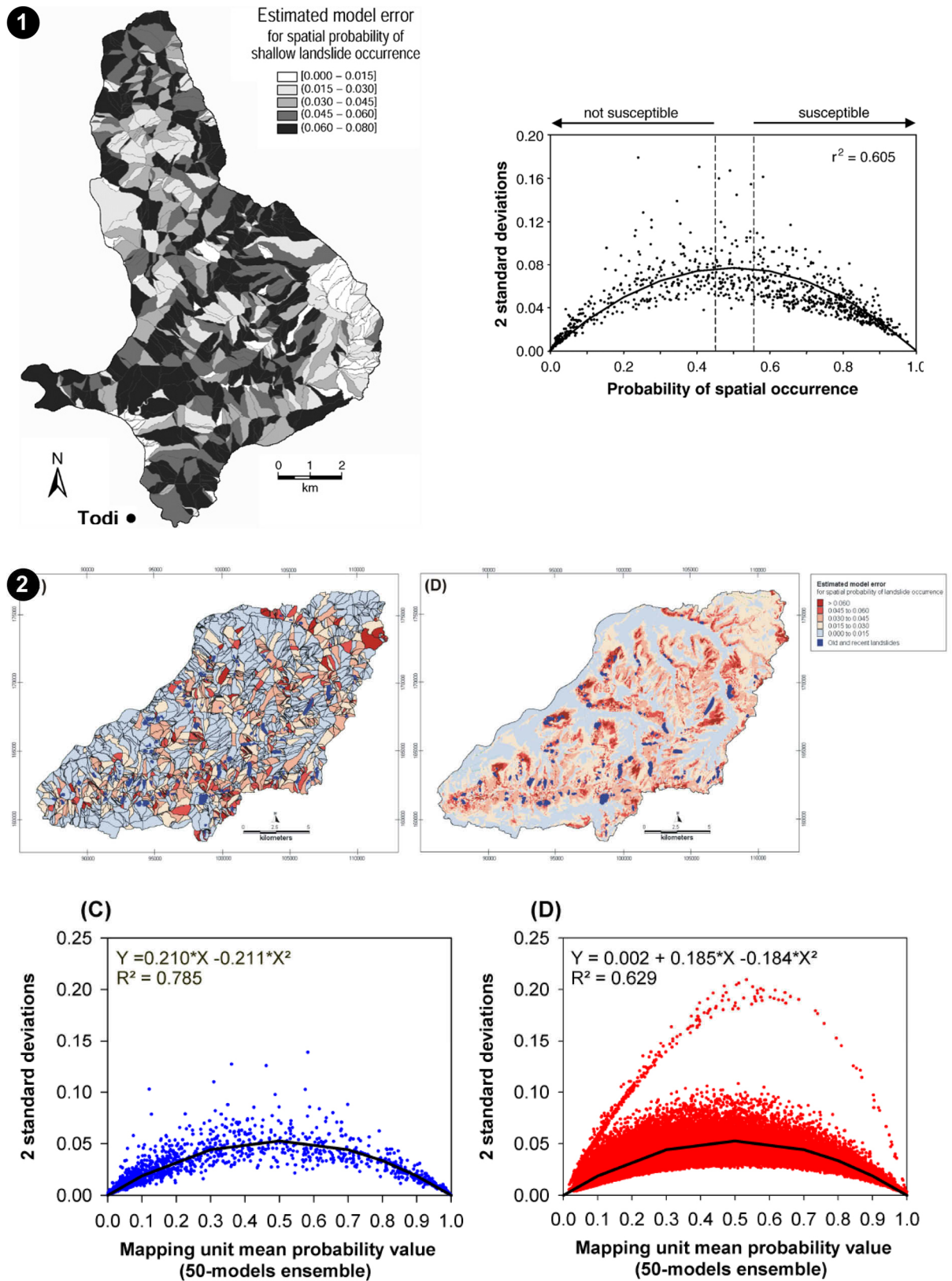


Figure 181 – Carte d'erreur standard et distribution de l'erreur en fonction du niveau de susceptibilité. 1) in Guzzetti *et al.* (2006) ; 2) in Van Den Eeckhaut *et al.* (2009) avec à gauche les unités de versant comme maille de calcul et à droite, les pixels

Les résultats obtenus par les 2 équipes sont éloquentes. Les classes extrêmes (0 – 0.2 et 0.8 - 1) sont toujours évaluées comme telles, les critères d'instabilité chronique ou de stabilité étant suffisamment marqués pour autoriser une reproduction robuste à travers la multiplication des modèles. La cartographie de ces classes extrêmes ne pose donc *a priori* pas de problème. Par contre, la volatilité chronique des classes intermédiaires (0.3 – 0.7) trahit le degré d'incertitude qui les caractérise. Les modèles sont ainsi confrontés au même problème que l'analyse experte concernant la difficulté de classement et de caractérisation de ces classes intermédiaires. Elles expriment les zones de recouvrement des distributions « stables » et « instables » comme représentée dans le schéma emprunté à Begueria (2006a) (fig.182).

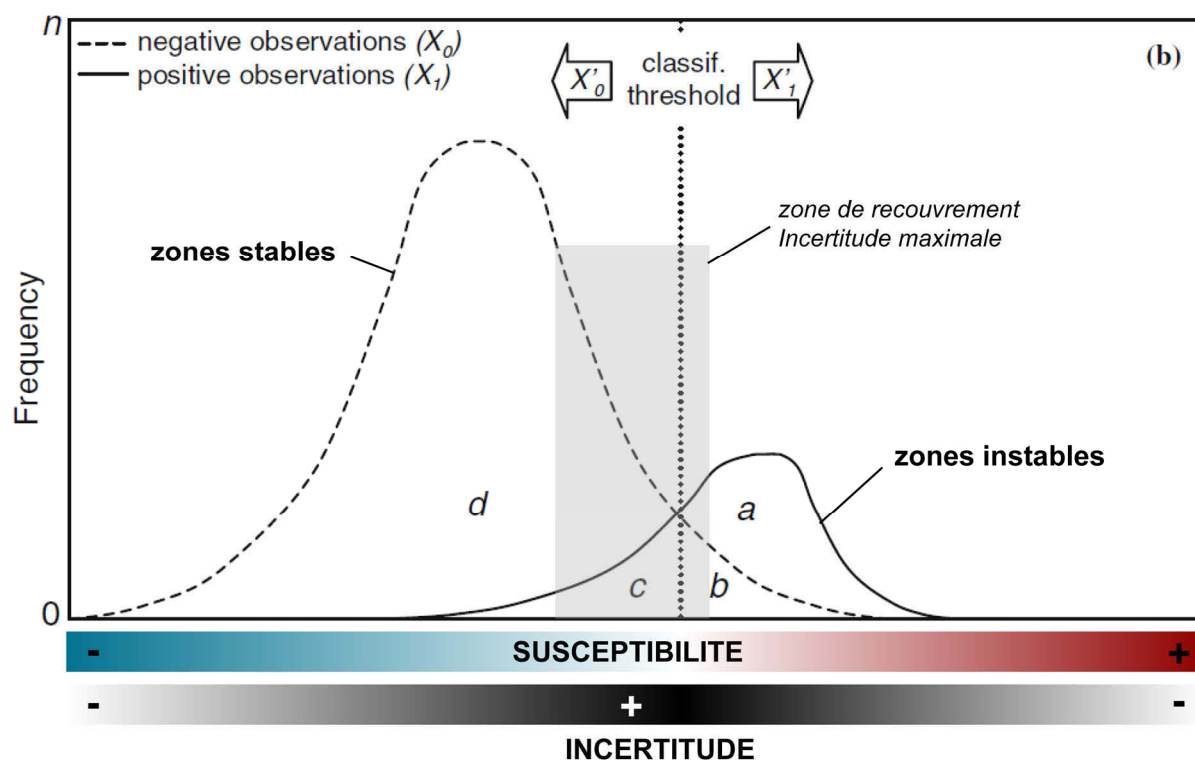


Figure 182 – Distributions théoriques des populations « stables » et « instables » en fonction de la susceptibilité et du degré d'incertitude associé. Modifié de Begueria (2006a)

Le défi des modèles reste donc bien dans l'augmentation de l'efficacité discriminatoire au sein de ces classes intermédiaires. Il faut cependant admettre, au vu de la nature complexe de l'objet glissement et des imperfections de notre connaissance (ch.1), qu'il semble impossible de tendre un jour vers une discrimination parfaite. Ce recouvrement, et donc cette incertitude chronique des classes intermédiaires, semblent constituer une limite.

Les logiques floues permettent d'opérer des agrégations moins frustrées via la gamme des opérateurs disponibles qui fournissent des possibilités quasiment infinies de combinaisons. En théorie, la recombinaison des interactions peut être plus proche que celles réelles mais il reste encore à connaître la nature de celles-ci (connaissances fondamentales). La végétation, par exemple, interagit avec la formation en place en augmentant la cohésion totale par l'augmentation de la cohésion racinaire (augmentation de la stabilité potentielle) mais, dans le même temps, favorise l'infiltration en profondeur des eaux météoriques par les « mèches » que constituent ces racines (augmentation potentielle de la pression interstitielle en profondeur et donc de l'instabilité) et augmente la charge des terrains (contrainte normale) dès lors que cette végétation accumule un certain capital sur pied (cas des forêts vieillissantes). Les interactions végétation/couche superficielle sont ici délicates à quantifier et à combiner.

7.2.3.2. La limite de la généralisation

Dans le cadre de la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa glissement de terrain, les modèles sont généralement utilisés pour leur capacité à généraliser l'information. Or, cette généralisation possède un revers, celui de mal discerner les cas particuliers. Dans le cas des glissements de terrain, la cartographie de la susceptibilité ou de l'aléa implique cependant de prendre en compte ces cas particuliers. Dans leur étude sur la validation des modèles, Guzzetti *et al.* (2006) montrent indirectement ce revers (**fig.183**).

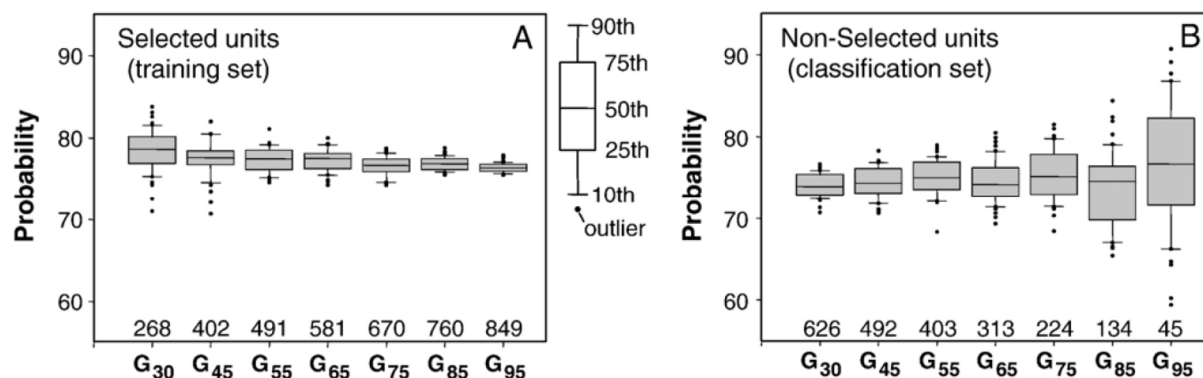


Figure 183 – Taux de classement correct de 50 modèles construits avec un échantillonnage de $n\%$ des 894 unités instables (G_n). A) ajustement du modèle (comparaison avec les unités instables d'entrée), B) validation du modèle (comparaison avec les données non utilisées pour la construction du modèle). In Guzzetti *et al.* (2006)

Dans cet exemple, pour le cas G_{30} , 50 modèles sont construits sur la base de 268 unités instables choisies aléatoirement (**fig.183A**) et le taux de classements est vérifié sur la base des 626 unités non utilisées (**fig.183B**). Pour le cas G_{95} , les 50 modèles sont construits sur la base de 849 unités instables (**fig.183A**) et vérifiés avec les 45 unités instables restantes (**fig.183B**). On constate très nettement la capacité de généralisation de modèles construits avec peu d'unités qui ont un bon taux de prédiction avec de faibles marges d'erreur (G_{30} , **fig.183B**). L'effet de masse du groupe de validation écrase de fait les particularismes. Par contre, un modèle construit avec quasiment 95% des unités (donc bien calibré, G_{95} , **fig.183A**) se révèle beaucoup moins performant dans sa capacité à prédire les 5% de mouvements du groupe de validation (forte dispersion des résultats) qui sera le reflet de particularités locales (G_{95} , **fig.183B**).

Cette étude de cas reflète bien l'impossibilité par les modèles de prendre en compte la complexité des emboîtements d'échelles (approche multiscalaire), travail réalisable par l'expertise.

7.3 Voies de contournements des « points durs » et réflexion sur la place de l'expertise dans les processus de modélisation

7.3.1. Les voies de contournements possibles des « points durs »

Finalement, nous retenons 3 limites, ou *points durs*, dans l'utilisation des modèles :

1. l'incertitude inhérente aux classes moyennes,
2. la difficulté d'intégrer des interactions complexes entre facteurs,
3. la difficulté d'intégrer les particularismes dans les processus de généralisation.

7.3.1.1. Limiter l'incertitude des classes intermédiaires

La première limitation peut être théoriquement contournée en partie par la prise en compte d'un « facteur annulant » dans le processus de classification. Le facteur pente, par son lien direct avec l'intensité gravitaire, est indéniablement un facteur fondamental qui peut être utilisé comme filtre global d'un processus classificatoire. La formule (26) prendrait alors la forme (27) :

$$P_R = \beta_0 \sum_{i=1}^n B_i X_i + B_0 \quad (27)$$

avec $\beta_0 = 0$ pour les zones ayant des pentes inférieures ou égales au seuil choisi et $\beta_0 = 1$ dans le cas contraire.

Cette modification de la combinaison des facteurs ne résout pas les autres limitations du modèle additionnel mais doit permettre de diminuer la part d'individus classés en susceptibilité faible à moyenne en diminuant la zone de recouvrement des 2 populations « stables » et « instables » (**fig.182**). Ce forçage artificiel devrait également diminuer l'incertitude dans les classes moyennes et renforcer la certitude des classes stables.

7.3.1.2. L'intégration des interactions dans le processus de modélisation

L'intégration des interactions (seconde limitation) peut se faire par 2 voies, déjà connues et utilisées mais pas forcément dans cette acception.

La première voie est l'utilisation dans la modélisation de variables intégrées. Thiery (2007) a largement développé cet aspect afin de se soustraire au problème d'indépendance conditionnelle dans les processus bivariés. Son idée a été de créer des « néo-variables » composées de 2 variables transformées en fonction d'appartenance et combinées par un opérateur flou. Il s'est attaché à ce que ces « néo-variables » gardent une signification géomorphologique. Ses essais ont confirmé l'apport de ces « néo-variables » pour les modélisations bivariés. Dans ce cas-ci, ces variables intégrées ont été créées artificiellement mais on peut imaginer la création d'une variable « nature du terrain » composée de l'union des formations superficielles, de leur épaisseur et de la géologie (28) :

$$N_T = FS \cup E_{FS} \cup GEOL \quad (28)$$

avec N_T la nature des terrains, FS la nature des formations superficielles, E_{FS} l'épaisseur des formations superficielles et $GEOL$, la nature géologique du substrat. Cette variable intégrée conserve les interactions existantes entre les 3 variables élémentaires et peut être implémentée dans n'importe quel processus de modélisation.

Chung *et al.* (1995) interrogent le problème de l'unité de calcul dans cet article pour la réalisation d'une modélisation multivariée. Ils proposent la création d'unités de condition unique (union de tous les facteurs, UCU, **fig.184**), reprises également par Remondo *et al.* (2003) pour la cartographie de la susceptibilité de la basse vallée de Deba en Espagne. Pour ces auteurs, ces unités de conditions uniques (UCU) constituent une maille de calcul élémentaire pour laquelle la susceptibilité calculée de chaque facteur sera intégrée via une fonction favorable ou une fonction linéaire. Pour nous, il s'agit d'un facteur intégré ce qui explique que, contrairement à Thiery (2007), nous ne les avons pas considérés comme des mailles de calcul dans le §7.1.

Ces unités de conditions uniques sont beaucoup plus complètes que les variables intégrées car l'ensemble des facteurs et leurs interactions y est théoriquement représenté. Une fois ces unités de

conditions uniques créées, il est donc possible de procéder à leur classement directement avec le calcul dérivé des fréquences de glissement pour chacune d'elle.

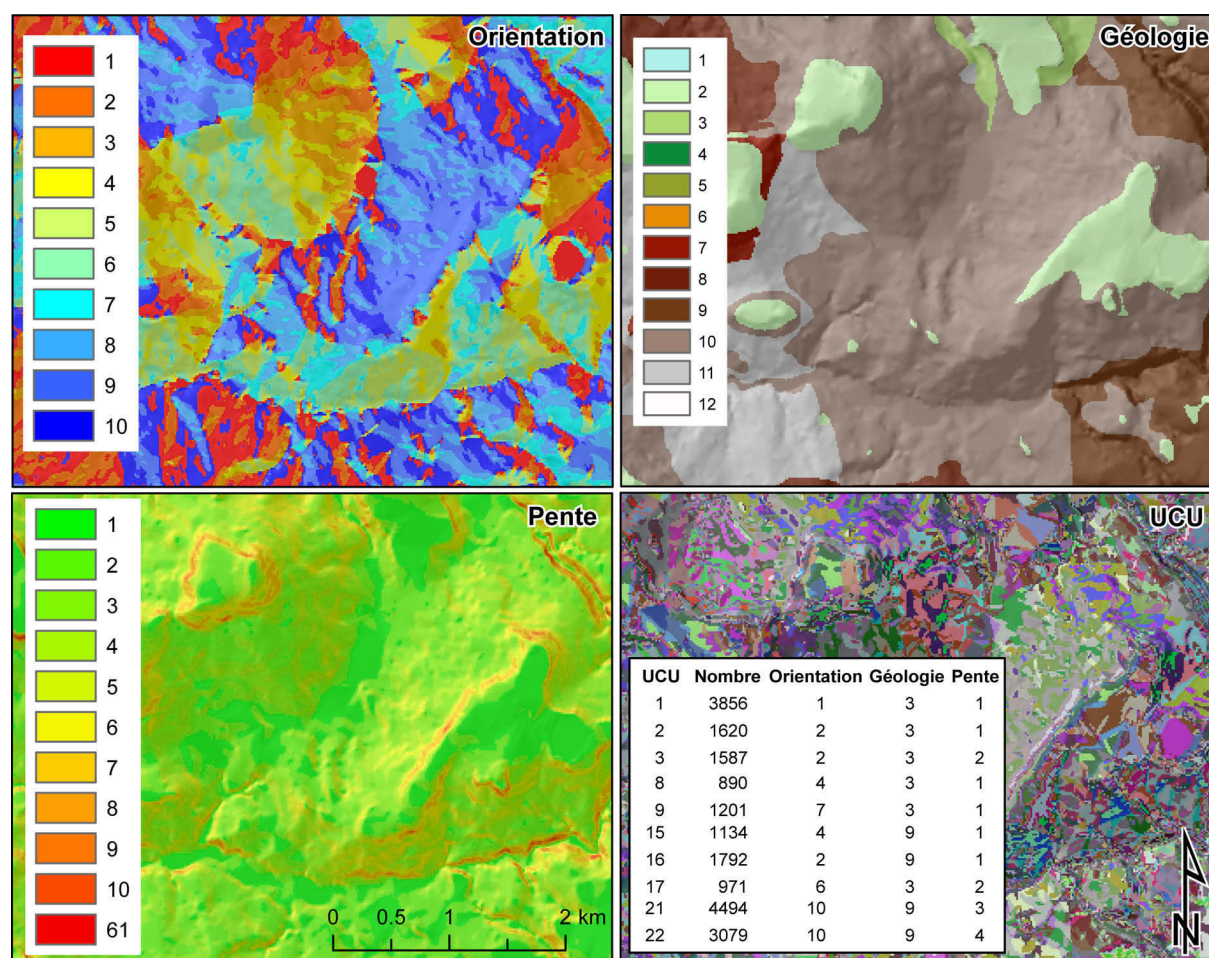


Figure 184 – Principes de construction des Unités de Condition Unique (UCU). Tous les pixels présentant les mêmes caractéristiques d'orientation de géologie et de pente sont regroupés dans la même classe

Cette approche considère non pas la méthode mais le pixel comme une « boîte noire » car elle ne fournit pas de renseignements sur les contributions indépendantes de chaque facteur. Cependant, elle permet la conservation de la complexité (interactions) et sa prise en compte indirecte dans le processus de classement. Une « probabilité » peut être assignée à chaque UCU par une fonction favorable (29) :

$$P_{UC} = 1 - \left(1 - \frac{1}{A_{UC}}\right)^{L_{UC}} \quad (29)$$

avec P_{UC} la probabilité d'instabilité de l'UCU, A_{UC} la surface couverte par l'UCU considérée et L_{UC} la surface de glissements présents dans l'UCU considérée. Cette formule, appelée *Fonction Favorable*, reprend l'idée de susceptibilité exprimée par Brabb *et al.* (1972).

7.3.1.3. Généralisation et particularisme

Les particularismes peuvent difficilement être intégrée dans une démarche de généralisation. Pour intégrer les cas particulier, il faut alors les étudier à part (expertise, approche géotechnique locale, etc.) afin de fournir une cartographie de susceptibilité à l'échelle du site. Ces cartographies sont

ensuite intégrées, en fin de chaîne, aux cartes obtenues par les méthodes généralisatrices. A l'heure actuelle, nous ne connaissons pas d'articles ayant approfondi cette question de la prise en compte de la dimension multiscalaire dans une méthode intégrée.

7.3.2 Points de vue sur la place des SIG dans le processus de cartographie de la susceptibilité et de l'aléa gravitaire

Les modélisations s'appuient essentiellement sur la puissance de stockage et de calculs fournie par les SIG. Depuis le début des années 1990, ces logiciels sont utilisés dans le domaine de la cartographie de l'aléa et de la susceptibilité.

De nombreuses synthèses ont été réalisées au cours de ces 20 dernières années. Ces dernières portent sur les méthodes de modélisation et le SIG (Carrara *et al.*, 1991 ; Chung *et al.*, 1995 ; Van-Westen, 1997 ; Guzzetti *et al.*, 1999 ; Van-Westen, 2000 ; Chacon *et al.*, 2006) puis plus récemment sur les recommandations et procédures pour la cartographie (Fell *et al.*, 2008) ou les données nécessaires à la cartographie (Van-Westen *et al.*, 2008), le SIG étant complètement intégré à ces procédures. Malgré la masse importante d'études de cas portant sur la modélisation et la cartographie de la susceptibilité ou de l'aléa via les SIG, très peu en font une analyse rétrospective critique. Sur les plateformes officielles (*Sciencedirect*, *Wiley*, *Springer*), nous n'avons trouvé que 2 articles essayant d'en faire une synthèse critique (Carrara *et al.*, 1999 ; Alexander, 2008).

Carrara *et al.* (1999) dénonçait à l'époque la construction d'un mythe prenant source durant les années 80 et culminant durant les années 90. Le SIG, en offrant de multiples possibilités de connaissances et de gestion de bases de données spatialisées, a porté beaucoup d'espoirs dans les communautés scientifiques et de décideurs. Les auteurs relevaient 3 « croyances » qui s'étaient construites autour des SIG :

- une cartographie issue d'un SIG est considérée comme plus précise qu'une carte faite « à la main »,
- une cartographie construite sur de la manipulation de données géoréférencées dans le SIG est considérée comme plus objective qu'une carte similaire obtenue avec les mêmes données mais réalisée « à la main »,
- le SIG ouvre la possibilité à des non experts de manipuler les données et de produire des résultats.

Les auteurs faisaient remarquer que les données utilisées dans les procédures SIG sont les mêmes que celles utilisées par les méthodes traditionnelles, hormis que ces données doivent être numérisées entraînant parfois une perte de précision. Ils précisait également que le SIG, dans son utilisation pour la cartographie de l'aléa, permet certes une analyse puissante et une facilité de manipulation des données mais ne remédie pas aux lacunes scientifiques. Le SIG reste un outil de modélisation et d'analyse, non une machine à générer de la connaissance. C'est d'ailleurs le risque mis en avant par les auteurs, de l'utilisation du SIG par des non experts des risques naturels qui manipulent la donnée et produisent des modèles mais n'ont pas la capacité de critiquer les résultats et modèles obtenus. Enfin, une des conclusions importantes de l'article, à notre sens, est que le SIG implique de lui fournir de la donnée et que de la qualité de cette dernière, dépendra la qualité des résultats obtenus.

Plus récemment, Alexander (2008) pointe du doigt l'aspect inductif du SIG et son caractère classificatoire. Le SIG permet la généralisation d'hypothèses mais son fonctionnement limite une compréhension profonde de la complexité des situations. Cette caractéristique, et la facilité d'utilisation de l'outil, sont à l'origine d'une littérature technique conséquente sur la question de la cartographie du phénomène physique (études d'ingénierie bien souvent plus que de recherche

fondamentale), laquelle néglige le versant humain de la problématique « risque » ainsi que toute la complexité de l'aléa gravitaire au sens large.

La littérature portant sur ces questions de la modélisation est également dominée par les études de cas reproduisant, moyennant parfois quelques adaptations, l'arsenal des méthodes évoquées dans le §7.1. Dans leur synthèse sur la revue *Landslides*, Sassa *et al.* (2009) comptabilisent plus de 40% des articles (sur 176) portant sur les problèmes de cartographie de l'aléa ou du risque et sur des études de cas (avec en partie, des études de cas orientées sur la cartographie). Sur la somme d'articles portant sur ces questions de cartographie, une partie est rédigée par des non-spécialistes, en tout cas, pas des géologues ou géomorphologues, mais par des géomaticiens ou développeurs. Cette littérature est très souvent formatée dans ses cadres méthodologiques, très mécanistes, et se rapprochent plus des études d'ingénierie que de la recherche fondamentale à proprement parler. Nous sommes ici typiquement dans la reproduction de la « science normale » selon Kuhn (1962), les études accumulant des faits (étude de cas et utilisation de méthode) venant justifier le cadre conceptuel et théorique en place. Cette littérature est sensible aux phénomènes de mode basés essentiellement sur l'arrivée et le test de nouvelles méthodes (statistiques et probabilistes dans les années 90 et début 2000, régression logistique pendant les années 2000, Intelligence artificielle actuellement) mais sans remise en cause des principes fondateurs de Varnes (1984) considérés comme acquis et « normaux ». S'il n'est pas question ici de remettre en cause ces principes « de bon sens » vérifiés à l'usage, il est tout de même étonnant de ne pas trouver d'étude épistémologique explorant les bases réflexives de ce socle conceptuel.

Finalement, la recherche sur la question de la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa, malgré les apports des recherches fondamentales périphériques sur les processus, reste contrainte depuis presque 30 ans aux fondamentaux édictés par Varnes (1984). Des progrès indéniables ont été réalisés sur la technique (SIG, qualité des données, sophistication des méthodes d'analyse) mais il est étonnant de constater que très peu d'apports réflexifs et conceptuels viennent alimenter cette recherche qui reste avant tout technologique. C'est pour cela que nous parlons d'une recherche d'ingénierie plus que d'une recherche fondamentale.

Nous l'avons vu, les gains d'efficience des modèles semblent atteindre des limites et sont contraints de toute façon par leur architecture conceptuelle. La course à une plus grande objectivité des procédures bute sur la part humaine incompressible contenue dans les procédures, celles-ci venant en fait palier aux limites de fonctionnement des modèles.

A notre sens, la recherche portant sur ces questions de la modélisation de la susceptibilité et de l'aléa se situe aujourd'hui dans une sorte d'impasse visant à tester toujours d'autres méthodes plus ou moins sophistiquées mais fonctionnant en fin de compte au sein des mêmes paradigmes. De notre point de vue, la sortie de cette impasse viendra par les progrès à venir sur les fondamentaux (processus, typologie, etc.) et sur une meilleure compréhension de la complexité et son intégration au sein de procédures de modélisations adaptées.

Conclusions du Chapitre 7

Au fil d'une revue succincte des méthodes de modélisation utilisées pour la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa, nous avons fait apparaître toute la diversité des approches existantes au travers de quelques exemples de terrain. Nous avons vu également que cette diversité combinée avec la diversité des terrains rendait délicat tout classement et que l'efficacité d'une méthode par rapport à une autre pouvait changer en fonction du terrain.

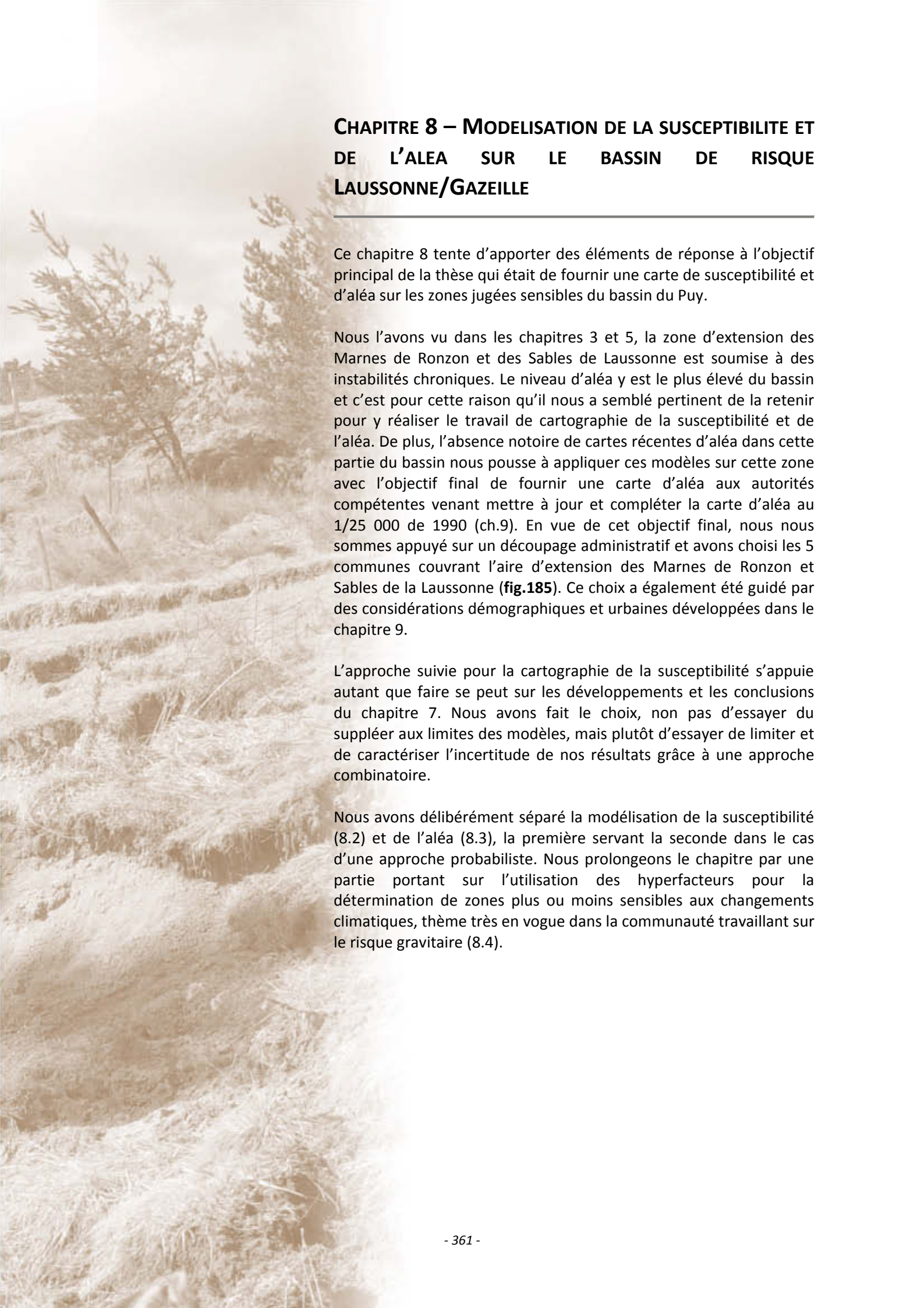
Le développement de la recherche sur la modélisation s'appuie sur le postulat que l'approche experte est subjective, non reproductible et donc faillible. En réponse à ce postulat, une recherche d'objectivation *via* des méthodes quantitatives ou d'aide à la formalisation de la démarche experte a produit toute cette diversité des méthodes vu au §7.1...et pourtant, en regardant de plus près, nous ne pouvons que faire le constat de l'existence d'une intimité particulière entre modélisation et expertise.

Nous avons montré combien l'expertise accompagne toute les étapes de la modélisation. D'abord, en lui fournissant la donnée fondamentale qu'est l'inventaire, ensuite par le choix des données à utiliser et des paramétrages, enfin par la réutilisation de l'inventaire pour valider le modèle. La sensibilité des modèles est très variable mais il est sûr que celle-ci est dépendante des nombreux paramètres qui entourent la procédure de modélisation et qui reste sous le contrôle de l'expert (réglages, stratégies de modélisation, type et qualité des données d'entrée, choix des méthodes en fonction du terrain, etc.). Nous préférons alors parler des modèles comme des « assistants à l'expertise », remettant l'expertise au cœur du processus de modélisation, et ne la considérant plus comme une simple variable.

Les modèles sont également contraints par des limites théoriques liées à leur architecture et aux concepts mathématiques qui les sous-tendent (combinaison linéaire en particulier). De ces limites théoriques, découlent des limitations pratiques (des défauts récurrents) comme l'incertitude et la difficulté de classements des classes intermédiaires, la difficulté à intégrer les interactions entre facteurs (complexité) et l'impossibilité, pour un même modèle, d'aborder la contrainte multiscalaire. Ces limitations trouvent alors une partie de la réponse dans l'intervention humaine (interprétation des résultats, réajustement du modèle pour « coller » mieux à la perception qu'à l'expert du terrain, etc.).

Finalement, alors qu'un pan de la recherche sur les risques gravitaires se concentre sur ces problèmes de modélisation et, au risque d'employer un terme fort, se « perd » parfois dans une course « technologique vers une hypersophistication » des procédures, il nous semble que ces 2 « mondes », du modèle et de l'expert, ne sont en fait qu'une représentation forcée de l'artisan et de son outil. Ce n'est pas l'outil qui fait un bon artisan, mais un bon artisan a quand même besoin de bons outils pour réaliser son œuvre...

Ces préceptes peuvent sembler élémentaires, mais il nous a paru bon de les justifier au travers de cette analyse bibliographique tant, au fil des lectures de centaines d'articles portant sur cette question, il nous a paru que cet adage tombait parfois dans l'oubli. Nous insistons donc sur la place fondamentale et centrale qu'occupe l'expert au sein du processus de cartographie de l'aléa et remettons bien l'ensemble des procédures de modélisation à leur place, à savoir une aide, un support au service de l'expertise.



CHAPITRE 8 – MODELISATION DE LA SUSCEPTIBILITE ET DE L’ALEA SUR LE BASSIN DE RISQUE LAUSSONNE/GAZEILLE

Ce chapitre 8 tente d’apporter des éléments de réponse à l’objectif principal de la thèse qui était de fournir une carte de susceptibilité et d’aléa sur les zones jugées sensibles du bassin du Puy.

Nous l’avons vu dans les chapitres 3 et 5, la zone d’extension des Marnes de Ronzon et des Sables de Laussonne est soumise à des instabilités chroniques. Le niveau d’aléa y est le plus élevé du bassin et c’est pour cette raison qu’il nous a semblé pertinent de la retenir pour y réaliser le travail de cartographie de la susceptibilité et de l’aléa. De plus, l’absence notoire de cartes récentes d’aléa dans cette partie du bassin nous pousse à appliquer ces modèles sur cette zone avec l’objectif final de fournir une carte d’aléa aux autorités compétentes venant mettre à jour et compléter la carte d’aléa au 1/25 000 de 1990 (ch.9). En vue de cet objectif final, nous nous sommes appuyé sur un découpage administratif et avons choisi les 5 communes couvrant l’aire d’extension des Marnes de Ronzon et Sables de la Laussonne (**fig.185**). Ce choix a également été guidé par des considérations démographiques et urbaines développées dans le chapitre 9.

L’approche suivie pour la cartographie de la susceptibilité s’appuie autant que faire se peut sur les développements et les conclusions du chapitre 7. Nous avons fait le choix, non pas d’essayer du suppléer aux limites des modèles, mais plutôt d’essayer de limiter et de caractériser l’incertitude de nos résultats grâce à une approche combinatoire.

Nous avons délibérément séparé la modélisation de la susceptibilité (8.2) et de l’aléa (8.3), la première servant la seconde dans le cas d’une approche probabiliste. Nous prolongeons le chapitre par une partie portant sur l’utilisation des hyperfacteurs pour la détermination de zones plus ou moins sensibles aux changements climatiques, thème très en vogue dans la communauté travaillant sur le risque gravitaire (8.4).

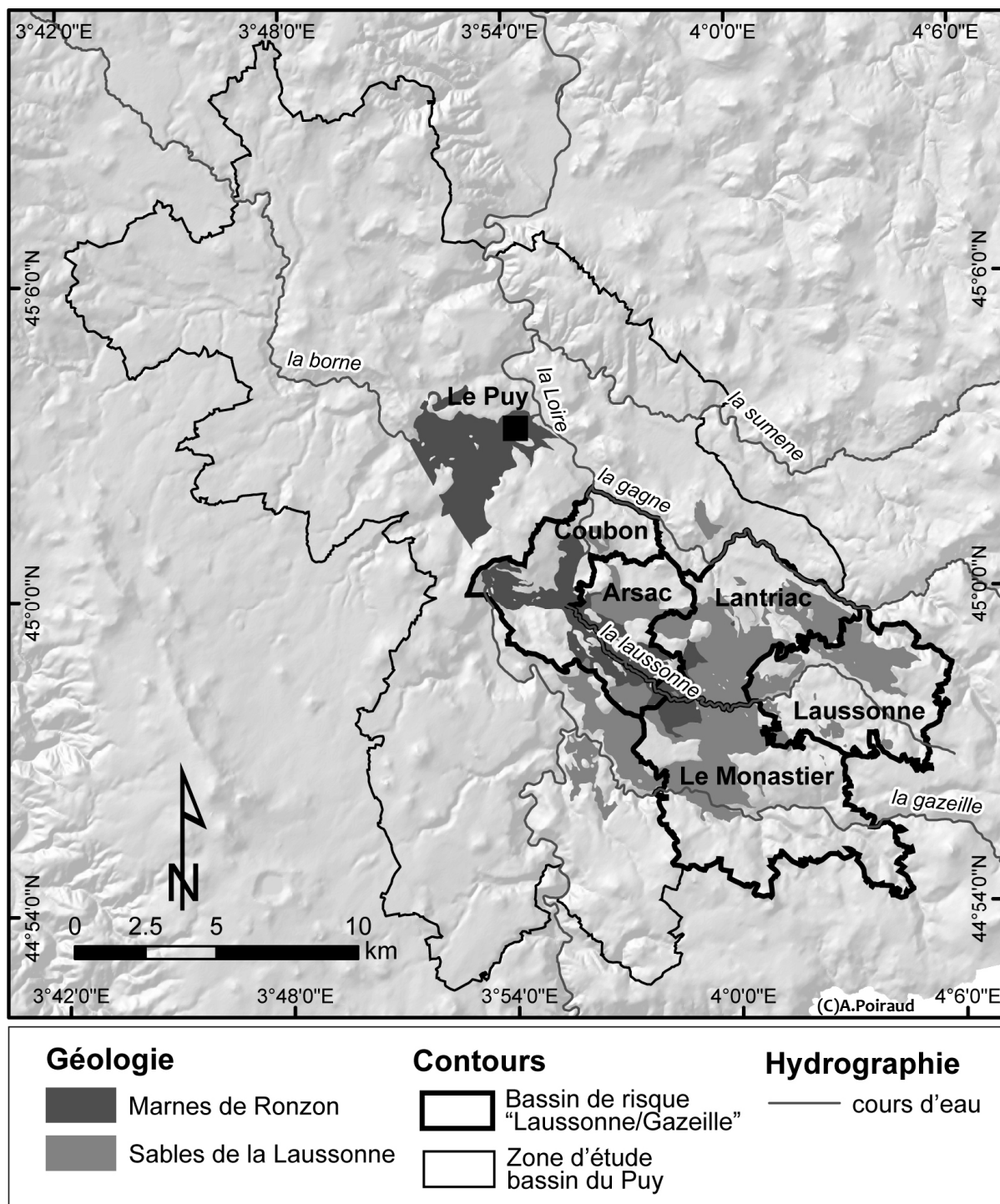


Figure 185 – Situation du bassin de risque « Laussonne/Gazeille » au sein du bassin du Puy

8.1 Stratégie de modélisation

La stratégie de modélisation comprend 3 étapes fondamentales, à savoir :

- le choix des variables à intégrer dans le modèle,
- le choix des méthodes,
- la validation des modèles.

Les données ont été calibrées afin de produire un résultat au 1/10 000 (phase terrain et construction du MNT).

8.1.1. Le choix des variables d'entrée

Deux types de variables ont été déterminés. La variable dépendante (à modéliser) est la présence ou l'absence d'un ou plusieurs types de glissements. Elle est binaire et caractérisée par la valeur 0 en cas d'absence et 1 en cas de présence. Les variables explicatives (facteurs contrôlant la présence ou l'absence de la variable dépendante) sont choisies au sein des facteurs de contrôle analysés dans le chapitre 5.

8.1.1.1. La variable dépendante

Nous avons choisi d'axer la modélisation expérimentale uniquement sur un type de glissement et non de produire un modèle pour chacun des types rencontrés ce qui alourdirait beaucoup l'analyse. L'objectif de la modélisation étant de produire des cartes de susceptibilité et d'aléa sur l'Actuel, nous ne retiendrons pas les glissements anciens. Au vu des résultats précédents et des observations de terrain, les phénomènes de solifluxion et fluages sont à l'origine des plus importants dérangements sur les infrastructures et habitations et ont retenu notre attention. Les résultats du chapitre 5 montrent, à quelques détails près, une similarité des conditions favorables à la présence de ces phénomènes. Nous choisissons donc de retenir ces 2 types d'instabilité et de les considérer comme une unique variable dépendante. La question de la partie du glissement à échantillonner est également posée (Poli & Sterlacchini, 2007 ; Yilmaz, 2010b). Dans le cas de processus solifluidaux, l'absence de zone de rupture nette ainsi que la relative homogénéité de la déformation sur tout le corps du glissement simplifient le problème du choix de l'échantillonnage. Nous considérons donc l'entière des zones glissées pour constituer notre variable dépendante.

8.1.1.2. Les variables explicatives

17 variables composent le jeu de données et une variable intégrative appelée *matériau* qui résulte de la combinaison de la géologie et des formations superficielles. La plupart des méthodes statistiques impliquent d'utiliser des variables conditionnellement indépendantes et les méthodes d'index semi-expert, basées sur une approche bivariée, devraient également se soumettre à cette condition. L'indépendance conditionnelle est classiquement testée avec le test du χ^2 . Or, ce test reste sensible aux effectifs et nous avons préféré utiliser le V de Cramer, mesure d'association insensible aux effectifs des tableaux de contingence. Ces tableaux de contingence ont été obtenus en croisant chaque facteur deux à deux dans l'espace occupé par les glissements, soit 2080 pixels (0.27% de la zone d'étude). Le tableau complet obtenu figure en **annexe 12**. Au final, nous avons retenu 13 variables présentant un V de Cramer < 0.4, hormis les variables géologie et formation superficielle qui sont naturellement très liées, mais qui seront utilisées indépendamment dans les modèles (**tab.34**).

Tableau 34 – Variables retenues et V de Cramer associé. En gras, les associations fortement significatives, en italique, les associations significatives mais acceptables et en normal, les associations peu significatives (indépendance supposée). La ligne en grisé correspond à la variable intégrative « matériau ».

	geol	FS	vgtation	pente	orient	convergence	courbure	TWI	disthalw	tpi150
geol	0.463		0.191	0.200	0.252	0.114	0.117	0.143	0.193	0.181
FS			0.343	0.093	0.312	0.106	0.111	0.115	0.155	0.187
vgtation				0.130	0.160	0.094	0.179	0.140	0.221	0.241
pente					0.195	0.077	0.140	0.319	0.132	0.151
orient						0.146	0.154	0.172	0.234	0.260
convergence							0.386	0.297	0.253	0.292
courbure								0.234	0.148	0.354
TWI									0.154	0.268
disthalw										0.252
materiau	1.000	1.000	0.324	0.243	0.374	0.178	0.199	0.197	0.318	0.264

geol : géologie

FS : formation superficielle

vgtation : occupation du sol

orient : orientation

convergence : indice de convergence

disthalw : distance aux thalwegs

Nous notons la difficulté à obtenir des associations faibles entre variables ce qui nous a obligé à conserver des variables ayant des associations > 0.2 . De plus, la création de la variable intégrative *matériau* permet l'utilisation des 2 variables *géologie* et *formation superficielle* ensemble, mais provoque l'existence d'association significative (exemple de la variable *disthalw* faiblement associé si on prend la géologie et les formations superficielles, mais significativement associée avec la variable *matériau*).

Ces variables ont ensuite été hiérarchisées. Le calcul des associations W^r et W et du contraste C a été réalisé pour chaque classe de chaque facteur¹⁵ et les valeurs absolues du contraste additionnées afin d'estimer le poids total du facteur (Neuhauser & Terhorst, 2007. Seules les variables ayant un contraste total supérieur à 4 ont été retenues (**fig.186**).

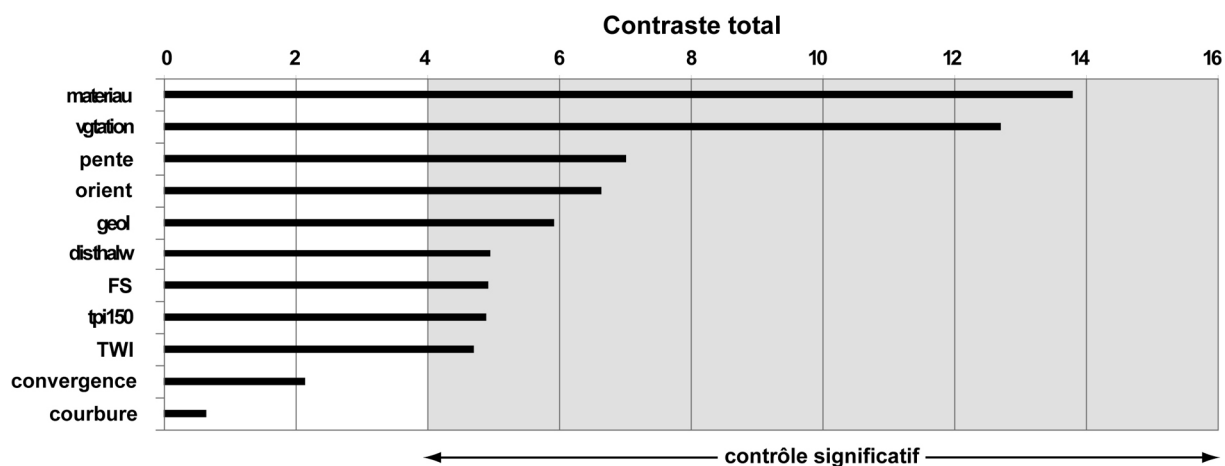


Figure 186 – Contributions des facteurs au statut de la variable dépendante (0 ou 1)

La courbure du terrain ainsi que l'indice de convergence ont été éliminés, car leur contribution est faible. La variable *végétation* a également été supprimée malgré sa forte contribution. D'une part, la résolution spatiale de cette variable est faible (1/100 000) et peu adaptée à un travail au 1/10 000. D'autre part, cette variable n'est guère discriminante du fait que quasiment l'ensemble des glissements est concentré dans 2 classes couvrant de larges superficies. Enfin, comme nous l'avons

¹⁵ Le calcul des poids par classe a été effectué *via* le module ArcSDM3.1 (Sawatzky *et al.*, 2004) avec le logiciel ArcGIS9.1

montré dans le chapitre 5, l'information portée par cette variable est complexe et constitue pour nous une « boîte noire ». Finalement, 8 variables explicatives sont définitivement retenues pour alimenter les modèles. La variable *matériau* est naturellement porteuse d'informations du fait qu'elle est la combinaison de 2 variables. Par contre, on observe que son contraste total (13.8) n'est pas égal à la somme des contrastes de la géologie et des formations superficielles (10.8). Nous voyons là l'effet d'interactions entre les 2 variables élémentaires renforçant le pouvoir prédictif de cette variable combinée.

8.1.2. La procédure de modélisation utilisée

5 méthodes ont constitué l'approche combinée pour la cartographie de la susceptibilité (réutilisée ensuite pour la cartographie de l'aléa) et une méthode a fait l'objet d'un test pour la modélisation directe de l'aléa :

- une méthode d'index (semi-expert, EXP),
- une méthode bivariée (théorie de l'évidence, WOE),
- une méthode multivariée (régression logistique, LR),
- une méthode de *Data Mining* (Arbre de Décision, DT),
- une méthode expérimentale basée sur la définition de facteurs intégrateurs (UCU),
- une méthode déterministe (utilisée pour modéliser directement l'aléa).

Hors la méthode déterministe, les autres méthodes ont été alimentées un groupe d'entraînement constitué de 1456 pixels « glissements » caractérisés par toutes les données (70% des glissements) et 2053 pixels « sains ». Le groupe de validation est constitué des 30% de glissements restants (624 pixels) et de 624 pixels de terrain « sain ». L'ensemble des procédures est réalisé à partir d'une maille de calcul constituée de pixels de 15m (**fig.187**).

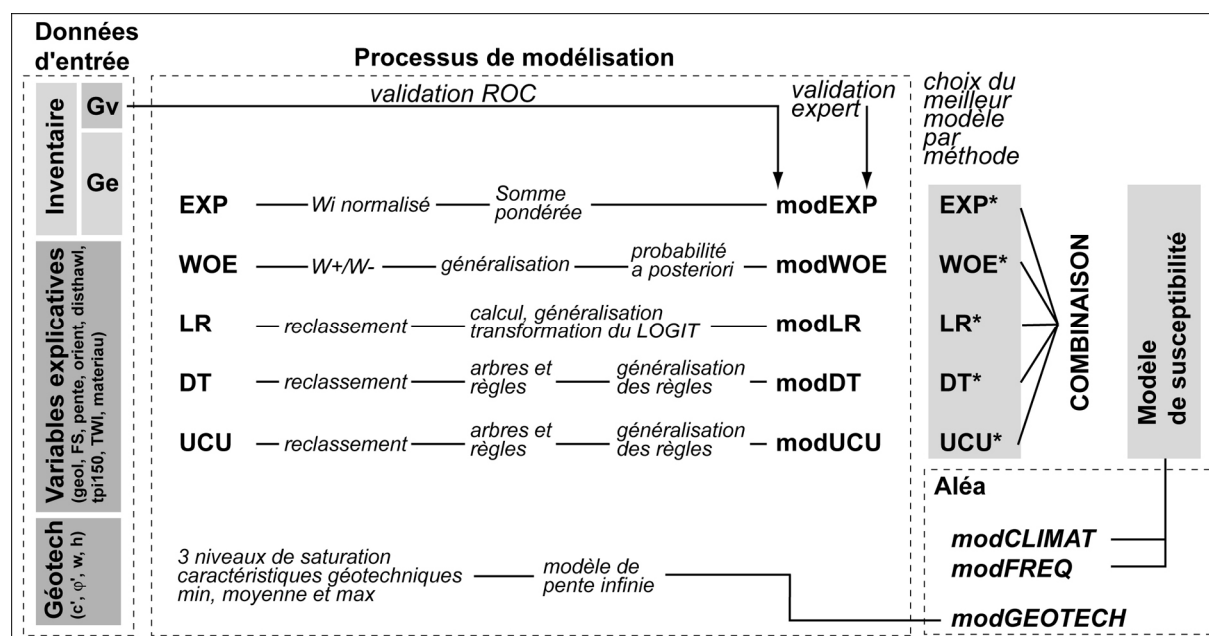


Figure 187 – Schéma synthétique de la procédure de modélisation. Gv - groupe de validation, Ge - groupe d'entraînement

Afin de respecter au maximum l'indépendance des facteurs, les formations superficielles et la géologie sont séparées et la variable matériau est testée afin de voir si elle apporte réellement plus d'information dans les sorties des modèles. Pour ce faire, 12 architectures de modèles sont testées.

Les variables (hors variables *géologie*, *FS* et *matériau*) sont ajoutées dans l'ordre hiérarchique de leur contraste total, ajoutant à chaque étape une certaine quantité d'information (**tab.35**).

Tableau 35 – Architecture utilisée pour chaque méthode de modélisation

TYPE	Architecture du modèle	Variables explicatives utilisées
MOD1	ARCHI1	geol + pente + orient
	ARCHI2	FS + pente + orient
	ARCHI3	matériau + pente + orient
MOD2	ARCHI4	geol + pente + orient + disthalw
	ARCHI5	FS + pente + orient + disthalw
	ARCHI6	matériau + pente + orient + disthalw
MOD3	ARCHI7	geol + pente + orient + disthalw + TPI150
	ARCHI8	FS + pente + orient + disthalw + TPI150
	ARCHI9	matériau + pente + orient + disthalw + TPI150
MOD4	ARCHI10	geol + pente + orient + disthalw + TPI150 + TWI
	ARCHI11	FS + pente + orient + disthalw + TPI150 + TWI
	ARCHI12	matériau + pente + orient + disthalw + TPI150 + TWI

Le type d'architecture (MOD) est considéré en fonction du nombre de variables introduites par rapport au modèle de base MOD1 (MOD3, pour MOD1 + 2 variables).

Un travail préalable de catégorisation des variables continues a été nécessaire pour utiliser les techniques bivariées (WOE), les méthodes d'index (EXP) et l'essai avec le facteur intégrant (UCU). Ces mêmes catégories ont également été utilisées pour les arbres de décision et la régression logistique afin de ne pas introduire de biais et de pouvoir comparer les méthodes (**Annexe 13**).

8.1.2.1. Caractéristiques des méthodes utilisées

Dans l'approche semi-experte, le W_i (densité de glissements par classe sur densité totale de glissements) est calculé par classe puis normalisé pour chaque facteur sur une échelle de 0 à 100. Pour chaque pixel, la somme des W_i est exécutée, mais chaque facteur est pondéré en fonction de la contribution de son contraste total (**fig.186**). L'ensemble des calculs est réalisé sous ArcGIS9.1 grâce aux fonctions CROSSTAB produisant des tableaux de contingence en format *.dbf* et aux calculatrices intégrées dans le SIG.

La méthode WOE est entièrement réalisée avec le module ArcSDM3.1 pour ArcGIS9.1 en suivant la procédure *Weight of evidence with training point*. Les poids W^* , W , le contraste C ainsi que les indices de dispersion (écart-type, erreur standard) sont calculés lors de la première étape. Un tableau par variable est fourni (**Annexe 14**). Aucun regroupement n'a été réalisé lors de la phase de généralisation et nous avons généralisé les poids pour chacune des classes de variables. Enfin, chaque architecture a été testée produisant une carte de la probabilité *a posteriori* (*ppost*) et une carte d'incertitude (*uncrty*). Le test Omnibus (n/T), fourni en fin de procédure, permet de vérifier si les modèles respectent ou non l'exigence d'indépendance conditionnelle. Construit sur le rapport entre le nombre de glissements initial sur le nombre de glissements prédit, sa valeur ne doit pas être inférieure à 0.85 (Agterberg & Cheng, 2002). Signalons tout de même que cette procédure fonctionne par détermination d'unités de condition unique et qu'elle se révèle très gourmande en ressources informatiques dès que les architectures dépassent 4 variables.

La régression logistique suppose plusieurs étapes. Dans un premier temps, chaque variable a été reclassée en fonction de son W_i normalisé (de 0 à 100) permettant d'entrer des variables numériques. Dans un second temps, la base de données a été traitée avec le logiciel statistique

SPSS16.0 en utilisant la méthode *Enter*. Les résultats fournis comprennent entre autres le tableau avec les pseudo- R^2 de Cox & Snell et Nagelkerke, ainsi que les coefficients du LOGIT (**Annexe 15**). Les valeurs de Cox & Snell > 0.2 sont considérées comme acceptables. Dans un troisième temps, les coefficients ont été appliqués aux données via la calculatrice raster d'ArcGIS9.1 afin de généraliser les équations et d'obtenir des cartes LOGIT. Ces cartes LOGIT ont ensuite été transformées en carte de probabilité (eq.24, ch.7).

SPSS16.0 a également été utilisé pour générer les arbres de décision. Les variables ont été modifiées afin d'être de type nominal et les 4 méthodes proposées par SPSS ont été testées pour chacune des architectures, soit 48 modèles. Les modèles CHAID (Kass, 1980) et Exhaustive CHAID (Biggs *et al.*, 1991) permettent la construction d'arbres avec de multiples séparations à chaque nœud. Chaque séparation est réalisée avec la variable la plus associée à la variable dépendante (Khi^2). Les méthodes CRT et QUEST (Loh & Shih, 1997) fournissent des arbres dichotomiques au sein desquels les segments sont les plus homogènes possible. La méthode QUEST est basée sur les ANOVA. Pour chacune des architectures, 4 arbres ont été produits et seul celui présentant le meilleur taux de prédiction a été conservé. Des arbres construits découlent des règles, lesquelles ont été implémentées dans ArcGIS afin de les traduire en carte. Chaque « feuille » de l'arbre correspond à un *Odd ratio* (densité de glissements de la feuille sur densité de glissements totale) transformé en LOGIT par la fonction logarithme naturel. Les LOGIT obtenus ont ensuite été convertis en probabilité par l'équation 24 (ch.7).

La méthode de fonction intégrante a été réalisée par concaténation des codes 1 à 1 en suivant l'architecture des modèles. Ainsi, pour 2 variables, l'une ayant 4 classes et l'autre ayant 3 classes, nous obtenons 12 possibilités de facteur intégrant. Chaque carte de condition unique (UCU) a ensuite été directement croisée avec le groupe d'entraînement afin de calculer les densités de glissements par UCU. Ainsi, chaque classe étant caractérisée par une densité, celle-ci a été généralisée à toute la zone d'étude.

Enfin, le modèle déterministe utilisé est statique, basé sur la formule du facteur de sécurité développée dans SINMAP (modèle de pente infinie). Nous assumons le fait que cette formule est moins adaptée aux processus solifluidaux et aux déformations lentes, mais restant dans des processus de surface plutôt plans, nous estimons que les résultats fournis par cette formule peuvent être néanmoins intéressants (30) :

$$F_s = \frac{C + \cos \theta [1 - wr] \tan \varphi}{\sin \theta} \quad (30)$$

avec $C = (c' * 1000)/(h * \rho_s * g)$, w le rapport entre la hauteur de nappe et l'épaisseur de sol, r le rapport ρ_w/ρ_s , θ l'angle de pente et φ l'angle de frottement interne. L'épaisseur h du sol est déterminée par les épaisseurs des formations superficielles relevées sur le terrain. La gravité g est fixée à 9.81m.s⁻². La densité de l'eau ρ_w est fixée à 1 t/m³ tandis que la densité du sol humide ρ_s a été déterminée à 1.9 t/m³ environ (mesures géotechniques à Caen) produisant ainsi une valeur r de 0.53. Trois taux de saturation w sont testés, i) état sec ($w = 0$), ii) état transitoire ($w=0.5$) et iii) état saturé ($w=1$). Afin de prendre en compte la variabilité des variables géotechniques c' et φ' , nous avons produit 3 modèles par état de saturation avec un modèle prenant les caractéristiques de résistance maximale, un autre prenant les caractéristiques moyennes et le dernier s'appuyant sur les caractéristiques minimales. Les zones rocheuses, les formations fluviatiles ou les plateaux ont été extraits du modèle (blanc). Au final, 9 modèles de stabilité sont proposés.

8.1.2.2. Validation des modèles obtenus

La phase de validation s'appuie sur la construction de la courbe ROC (calcul de la surface sous la courbe, AUC) et sur l'analyse experte. Les valeurs de susceptibilité des différents modèles produits sont extraites vers les pixels constituant le groupe de validation, fournissant ainsi un tableau avec les valeurs de susceptibilité en colonnes et les individus en lignes, chaque individu étant caractérisé par 1 si c'est un glissement et 0 dans le cas contraire. Pour la carte géotechnique, une transformation inverse permet de retrouver les niveaux de forte susceptibilité pour les fortes valeurs. L'ensemble du tableau a été traité avec SPSS16.0 qui propose un module de construction des courbes ROC et de calcul des AUC aux niveaux de confiance choisis (95% pour notre cas). L'analyse experte s'appuie essentiellement sur la connaissance du terrain (validation selon notre connaissance propre) et sur la détermination par les modèles d'un glissement non introduit dans les groupes d'entraînement et de validation (glissement des Astiers sur la commune de Laussonne). La comparaison avec la carte experte de 1990 du CETE est difficile à utiliser pour une validation étant donné que nous ne connaissons pas exactement les règles d'établissement du niveau de susceptibilité et que cette carte est multi-mouvements (pas seulement les fluages). Cette comparaison demeurera donc informelle.

La codification des modèles s'appuie sur le code de la méthode, la variable « terrain » utilisée (formation superficielle, géologie ou matériau) et le type d'architecture. Les codes utilisés sont :

- arbre de décision : dt
- méthode semi-experte : exp
- régression logistique : lr
- théorie de l'évidence : woe
- fonction intégrante : ucu
- formation superficielle : fs
- géologie : g
- matériau : mat

Ainsi, pour un modèle construit avec un arbre de décision, la géologie et le type d'architecture à 5 variables (MOD3), le code du modèle est dtg3.

8.2 Modélisation de la susceptibilité

Au total, 60 modèles de susceptibilité ont été produits sur la zone d'étude. Nous analyserons dans un premier temps les effets des architectures sur les distributions et la qualité des modèles ainsi que l'apport de la variable intégrée *matériau*. Dans un second temps, nous comparerons les modèles entre eux afin de choisir les modèles à retenir. Les tests de validation et de comparaison se font sur les résultats bruts afin de ne pas introduire de biais lié à la discrétisation en n classes de susceptibilité. Ce découpage en n classes se fera en fin de procédure, une fois les meilleurs modèles choisis.

8.2.1 Qualité des modèles en fonction des architectures

8.2.1.1. L'apport de l'ajout de facteurs sur les distributions

L'analyse des distributions par architecture permet de voir la régularisation des distributions (c.-à-d. la diminution du bruit) avec l'ajout de variables dans le modèle (**fig.188**).

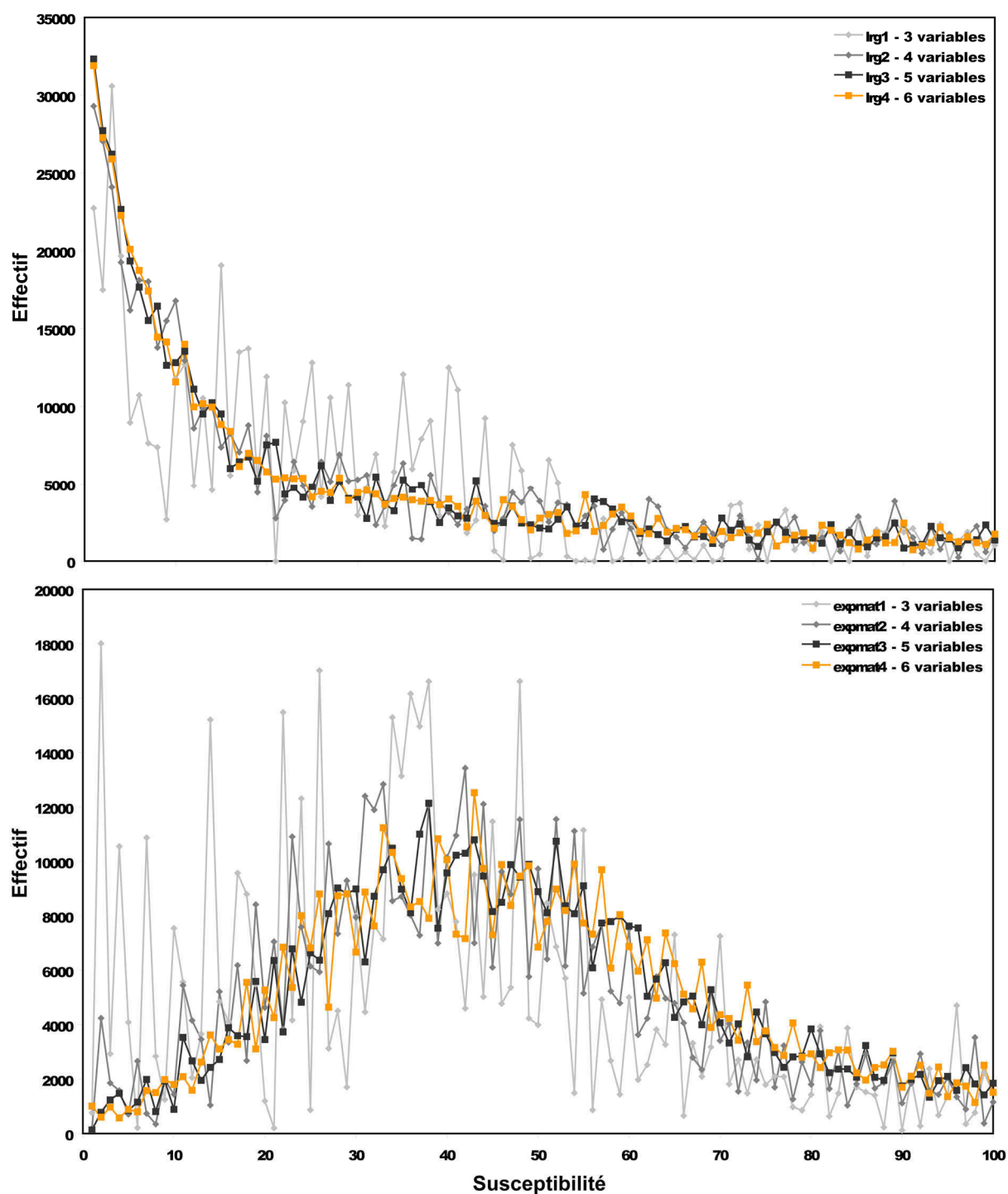


Figure 188 – Distribution des valeurs de susceptibilité sur 100 classes en fonction de l'architecture utilisée. En haut, cas des régressions logistiques avec la variable principale *géologie*. En bas, cas de la modélisation semi-experte avec la variable principale *matériau*

Sur la **figure 188**, on observe bien la nette régularisation apportée par l'ajout de la variable *disthalw* pour les régressions logistiques. Les modèles semi-experts sont moins sensibles et nécessitent l'apport de 2 variables supplémentaires (*disthalw* et *tpi150*) à l'architecture initiale pour lisser correctement la distribution. On retrouve ce phénomène systématiquement sur l'ensemble des architectures. Cette régularisation est mise sur le compte d'une meilleure discrimination des pixels par l'apport d'informations supplémentaires.

8.2.1.2. L'apport de l'ajout de facteurs sur la qualité des modèles

L'ajout des variables apporte aux modèles une meilleure capacité de prédiction (donc une qualité), mais de manière différente selon les méthodes (fig.189).

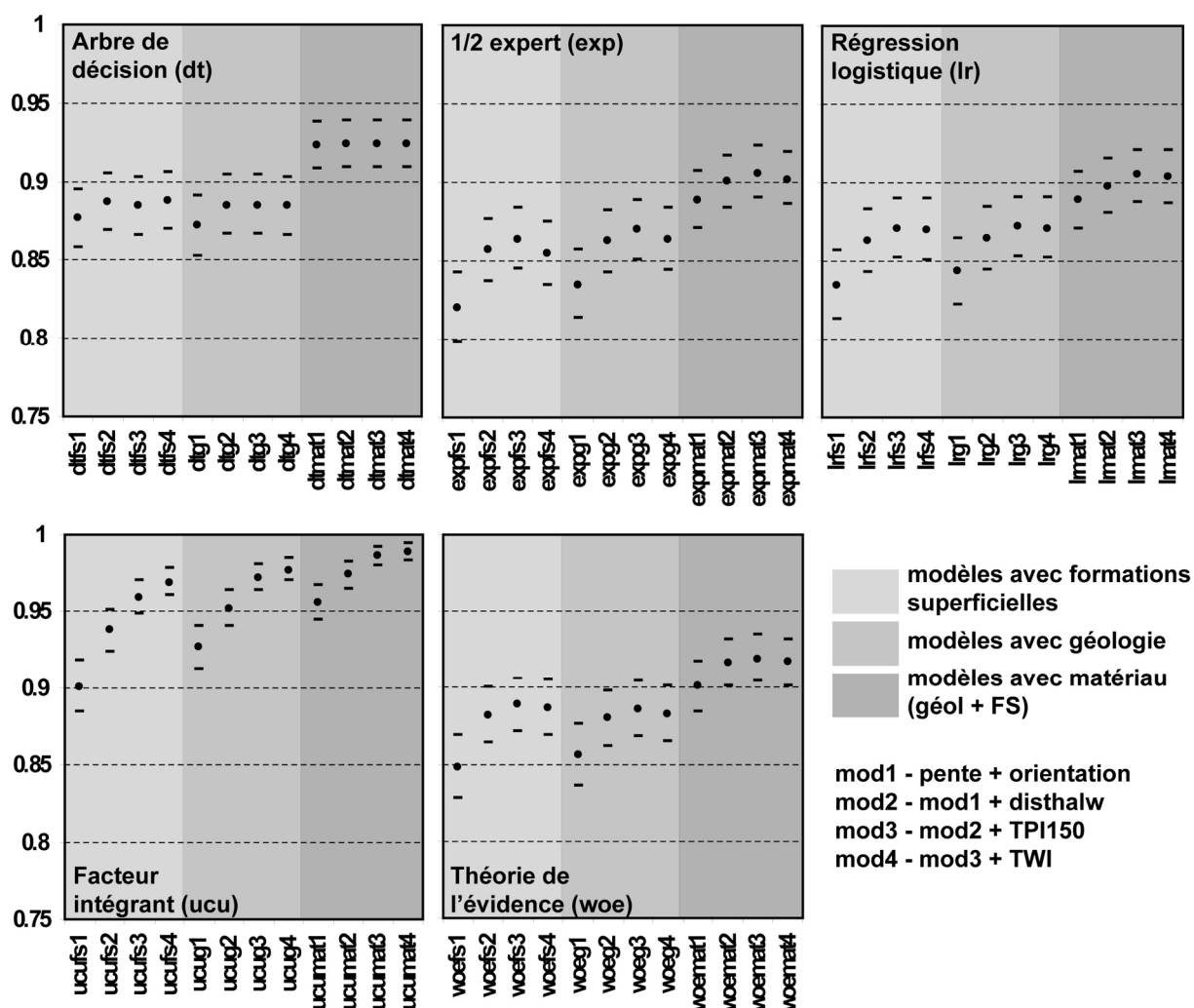


Figure 189 – Valeur d'AUC (ROC) par modèle calculée avec le groupe de validation. Le point central correspond à la valeur moyenne et les moustaches, aux bornes à 95% de confiance

Dans le cas des arbres de décision, l'ajout de facteurs augmente peu la qualité des modèles, les 3 premières variables discriminant déjà beaucoup les pixels entre eux. Cette méthode est également moins sensible que les méthodes statistiques et l'apport de variables supplémentaires ne change parfois pas du tout les règles de classement (cas des modèles *dtmat2* à *dtmat4*).

Les modèles semi-experts, régressions logistiques et théorie de l'évidence réagissent bien à l'ajout de variables avec notamment un gain de qualité entre les architectures primaires à 3 variables (MOD1) et celles à 4 variables (MOD2). Par contre, les architectures à 6 variables (MOD4) n'apportent pas de gain qualitatif voire même elles diminuent la capacité de prédiction.

La méthode expérimentale du facteur intégrant (UCU) réagit très bien à l'ajout de facteurs et sa qualité prédictive s'accroît toujours jusqu'à l'architecture à 6 variables (MOD4) malgré un ralentissement sensible du gain de qualité.

L'accroissement de qualité et la diminution du bruit dans les modèles s'expriment par une meilleure définition spatiale de la susceptibilité et une meilleure discrimination entre pixels « glissés » et « sains » avec plus de différenciation dans les classes de susceptibilité moyenne (**fig.190**).

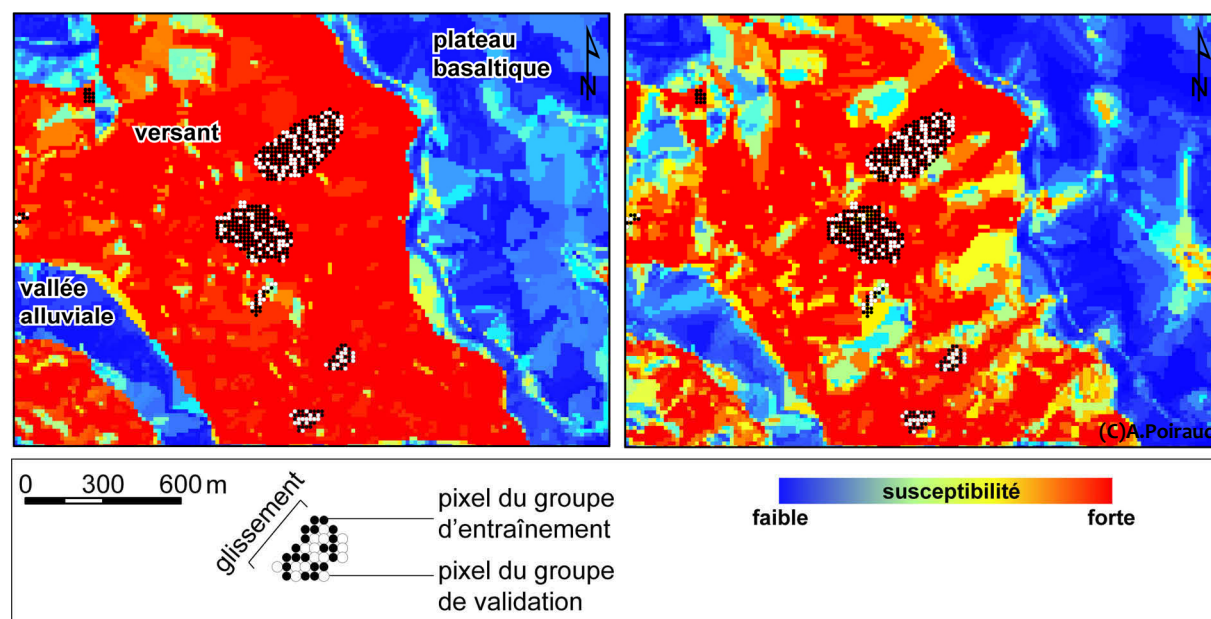


Figure 190 – Exemple des effets de l'ajout de la variable *disthalw* (carte de droite) sur l'augmentation de la résolution spatiale de la susceptibilité (modèles de régression logistique avec formations superficielles)

Dans le cas illustré par la **figure 190**, la structure des glissements suivant des axes longitudinaux liés aux circulations d'eau de subsurface est mieux représentée. L'individualisation de légères crêtes moins sensibles aux glissements est également saisie plus finement. La très forte généralisation d'un modèle à 3 variables entraîne une binarisation des résultats, tandis que l'apport d'une quatrième variable permet d'avoir ici un résultat plus subtil.

8.2.1.3. L'apport de la variable intégrée *matériau*

Sur la **figure 189**, l'apport qualitatif de la variable intégrée *matériau* est indéniable. Dans tous les cas, alors que les variations d'AUC entre les modèles basés sur les formations superficielles et ceux basés sur la géologie ne sont pas significatives, l'utilisation de la variable *matériau* apporte une amélioration sensible de la qualité prédictive des modèles.

Le cas illustré par la **figure 191** représente une coulée de solifluxion affectant des matériaux issus d'une lentille de terrains sédimentaires situés sur une butte plus en amont. Ces matériaux ont recouvert le socle d'une mince pellicule reprise par des phénomènes solifluidaux actuels. Les modèles utilisant la variable *géologie* ou *formations superficielles* ne peuvent déceler ce type de glissement contrairement à ceux utilisant la variable *matériau*. En effet, le substrat granitique seul est reconnu comme faiblement susceptible, tout comme les formations superficielles de remplissage de fond de vallons (CF). Par contre, la combinaison des 2 formations interagit, car le substrat granitique étant imperméable et les formations de fonds de vallon étant situées dans des endroits de concentration des flux, elle favorise l'imbibition des formations superficielles et la présence de processus solifluidaux. Cette interaction semble être bien retranscrite par l'utilisation de la variable *matériau*.

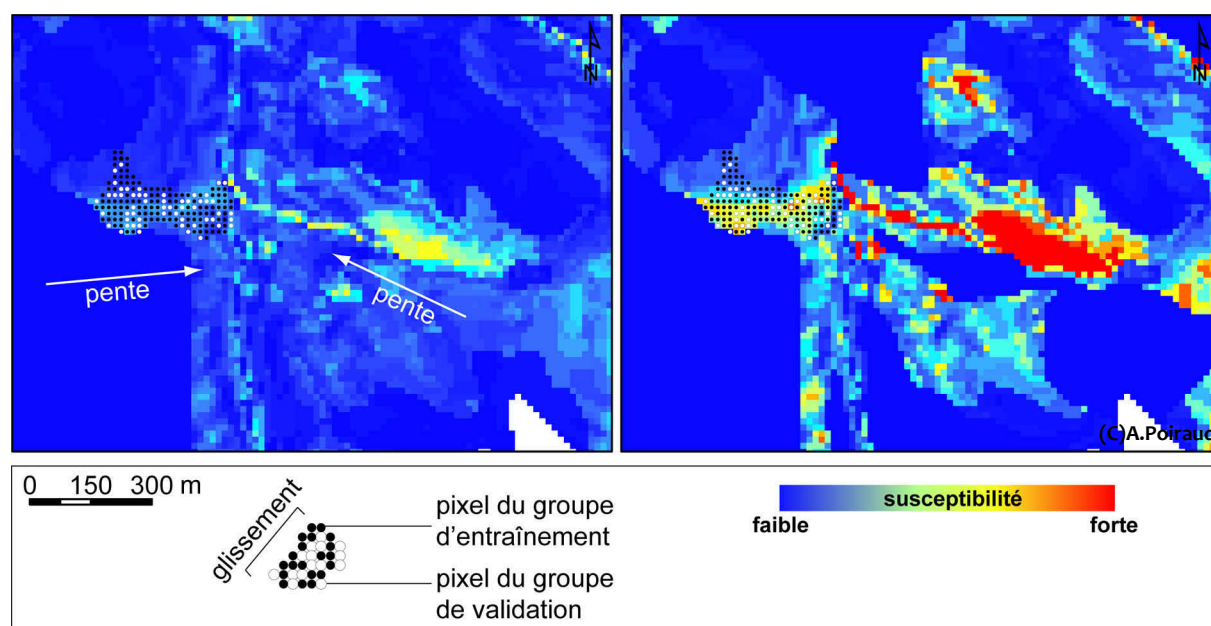


Figure 191 – Exemple du gain prédictif avec la variable *matériau* (carte de droite) par rapport aux variables géologie ou formations superficielles (carte de gauche) (modèle utilisant la théorie de l'évidence et une architecture à 4 variables, MOD2)

Cependant, alors que cette variable intégrée permet l'utilisation de l'information et des interactions portées par 2 variables conditionnellement dépendantes (géologie et formations superficielles), son association avec les autres variables augmente dans le même temps (V de Cramer > 0.3 , **tab.34**). Dans le cas des modèles issus de la théorie de l'évidence, l'ajout de variables supplémentaires et l'utilisation de la variable explicative *matériau*, si elle améliore la qualité prédictive, détériore considérablement le n/T et amène à l'obtention de modèles violant les règles d'indépendance conditionnelle (**fig.192**).

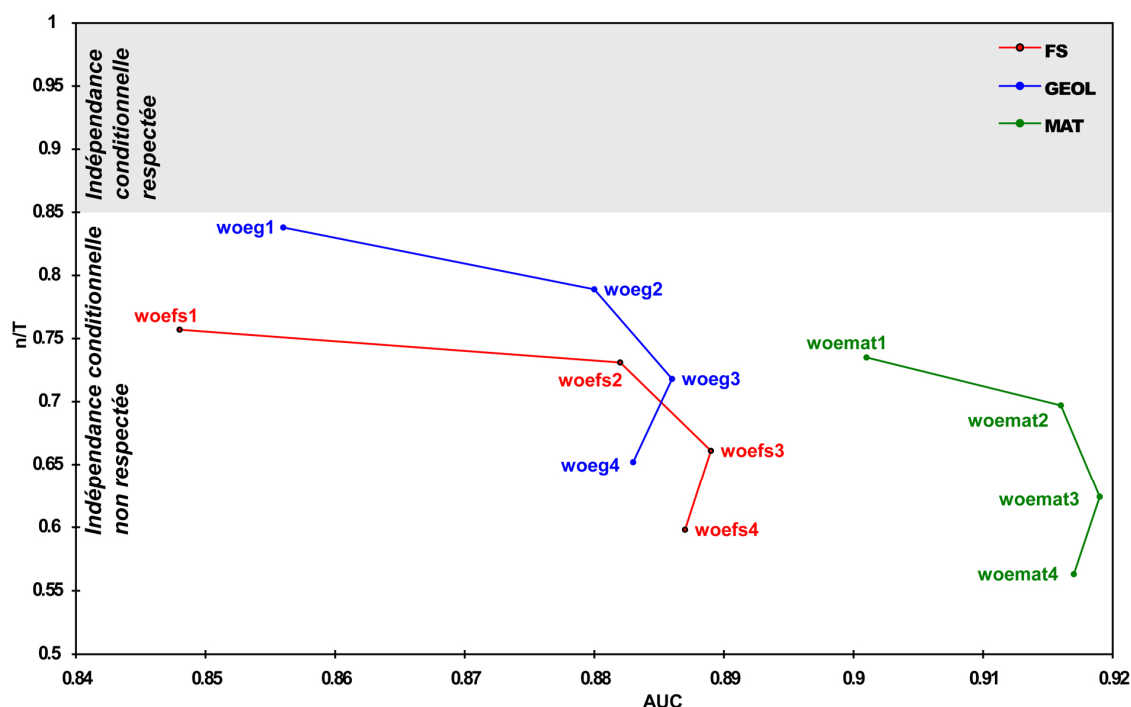


Figure 192 – Relation AUC (surface sous la courbe ROC) et n/T (test Omnibus) pour les 12 modèles issus de la théorie de l'évidence

La trajectoire AUC-n/T des modèles utilisant la variable *matériau* (en vert) est nettement située vers les valeurs d'AUC forte (bonne capacité prédictive) mais également à des niveaux très bas de n/T. D'une part, les modèles produits surestiment la probabilité *a posteriori* et d'autre part, la question du rapport qualité de prédiction/pureté statistique du modèle est posée.

8.2.2 Choix des meilleurs modèles et carte de synthèse

Le choix des meilleurs modèles s'effectue par méthode, sur des bases statistiques (courbe ROC et AUC, **fig.189**) mais également sur des bases expertes (prévision du glissement des Astiers non introduit dans les groupes de validation et d'entraînement, connaissance du terrain). Les meilleurs modèles retenus sont ensuite discrétisés en 4 classes conformément au guide PPR (MATE/MATL, 1999). L'ensemble est ensuite combiné en une carte de synthèse permettant de croiser les niveaux de susceptibilité et la répétabilité de ces niveaux selon les méthodes, par pixel.

8.2.2.1. Choix des meilleurs modèles par méthode

Les arbres de décision - les meilleures performances statistiques sont atteintes avec les modèles *dtmat2* à *dtmat4*, sachant que les règles les constituant sont les mêmes. Leur pouvoir prédictif est important, mais, de manière experte, ces modèles tendent à généraliser beaucoup et à « surclasser » les zones de forte susceptibilité. À l'inverse, la prévalence des variables *matériaux* et *orientation* généralise trop les faibles susceptibilités pour les versants nord et empêche le modèle de prévoir le glissement des Astiers (**fig.193**).

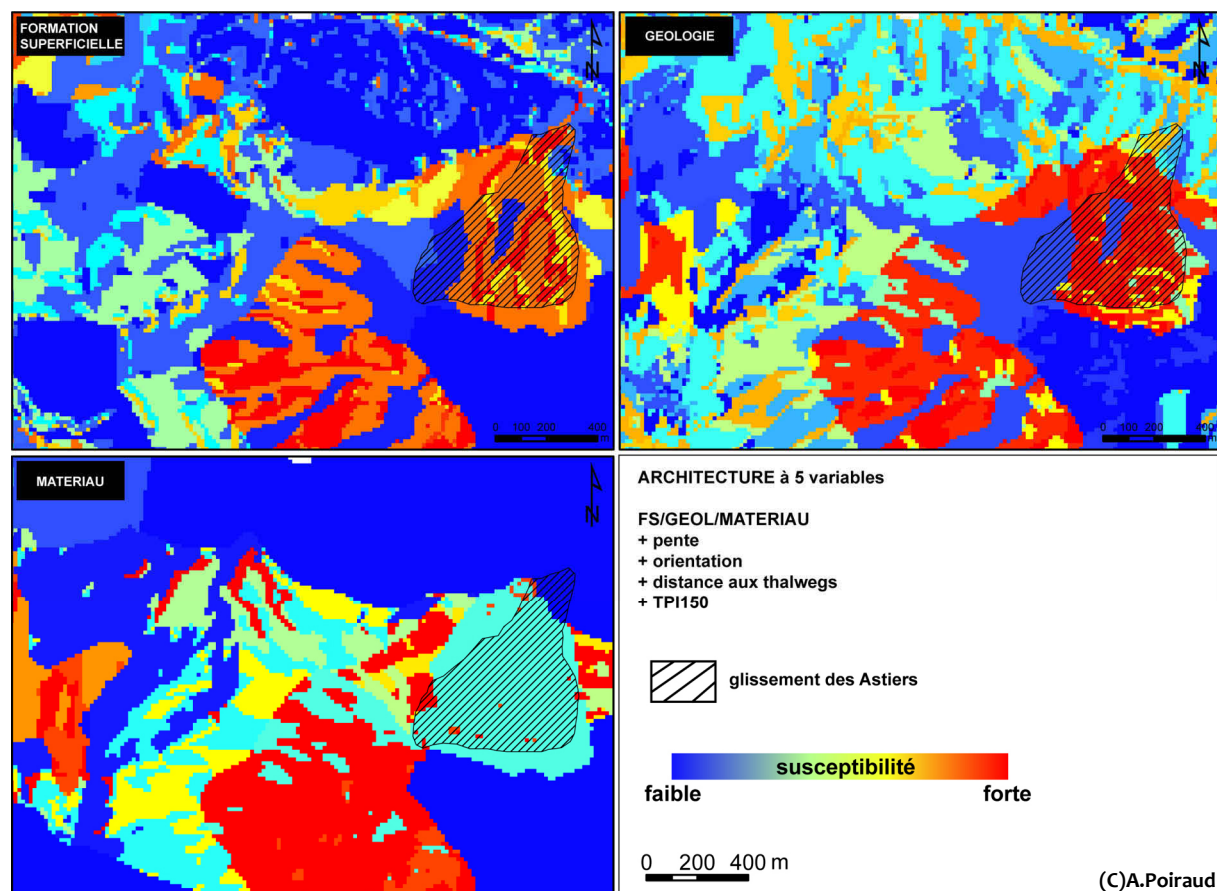


Figure 193 – Prédiction du glissement des Astiers par les 3 meilleurs modèles d'arbres de décision selon une architecture de type MOD3 et avec les variables *géologie*, *formations superficielles* ou *matériau*

Finalement, les modèles d'arbre de décision construits avec la variable *matériau* généralisent trop l'information et manquent de finesse. Leurs bons résultats statistiques sont liés aux surgénéralisations qui permettent aux points du groupe de validation de se trouver bien prédits. Cependant, dans le détail, ces modèles restent frustes et nous sommes devant un cas où la valeur ROC fausse la perception de la qualité réelle du modèle. Le modèle *dtg3* réalisé avec la variable primaire *géologie* semble correct de manière experte, mais attribue une susceptibilité trop forte aux zones de socle, ce qui est dû à la présence de processus de solifluxion affectant les formations superficielles sises sur granite. Le modèle *dtfs3* semble finalement celui qui correspond le plus à la réalité « terrain ».

Les modèles semi-experts - ils sont tous meilleurs pour les architectures à 5 variables (MOD3). D'un point de vue statistique, le modèle *expmat3* surpasse l'ensemble des autres modèles avec une AUC = 0.906. D'un point de vue expert, ce modèle tend à renforcer la susceptibilité des zones déjà représentées comme susceptibles par les modèles *expfs3* et *expg3*, augmentant ainsi le contraste entre les zones à forte susceptibilité et les zones à faible susceptibilité. Sa capacité de généralisation est plus importante, la densité des glissements existants par classe tendant à baisser par rapport aux 2 autres modèles ce qui exprime l'augmentation de surface classée en forte susceptibilité. La distribution des effectifs par classe dans le modèle *expmat3* présente un décalage du mode vers les classes de faible susceptibilité, une légère baisse dans les classes moyennes et un léger regain dans les classes de forte susceptibilité (fig.194). Dans les 3 cas, la méthode semi-experte permet de prédire le glissement des Astiers.

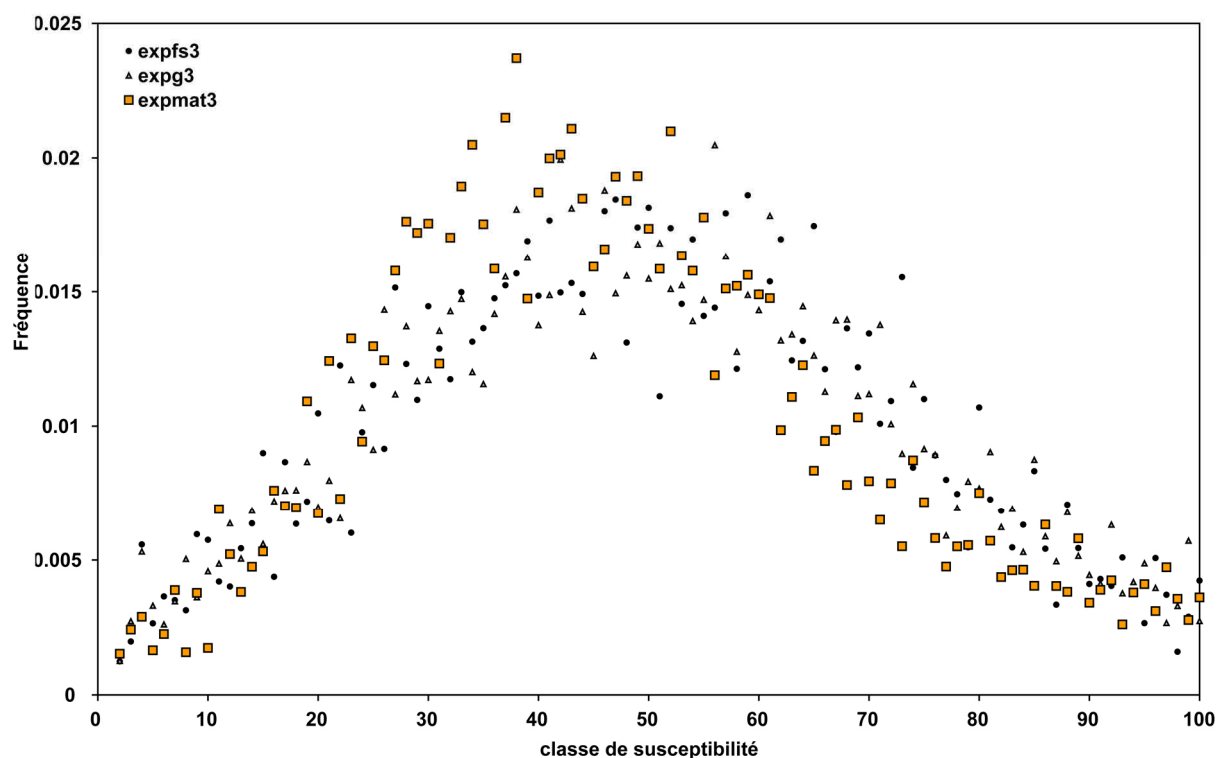


Figure 194 – Distribution des fréquences de pixels par classe de susceptibilité pour les modèles *expfs3*, *expg3* et *expmat3*. La susceptibilité croît de 0 à 100

Les régressions logistiques - comme pour les modèles semi-experts, le modèle *lrm3* est le meilleur statistiquement avec une AUC = 0.905. La distribution des fréquences pour ce modèle est légèrement supérieure pour les classes basses (meilleure discrétisation des faibles susceptibilités). La distribution des fréquences de glissements par classe de susceptibilité est également plus cohérente pour le modèle *lrm3* qui ne présente pas de glissement dans la classe de susceptibilité 0 (artefact

rencontré dans les 2 autres modèles). La méthode permet dans les 3 cas de prédire le glissement des Astiers.

La méthode par facteur intégrant – elle est excellente concernant ses performances statistiques avec des AUC > 0.95 pour les meilleurs modèles. Statistiquement, le modèle *ucumat4* atteint une AUC de 0.989, prévoyant ainsi très bien les pixels du groupe de validation. Cet état de fait vient de la construction du modèle, basée sur les unités de conditions uniques (UCU) et le calcul des densités de glissement par unités. Cette méthode permet d'obtenir une carte très proche de la réalité de l'inventaire, d'où une excellente AUC. Par contre, sa capacité de généralisation est plus critiquable avec la faible prédiction du glissement des Astiers ou d'autres zones estimées susceptibles de manière experte. Le modèle *ucumat3* est légèrement moins bon en terme statistique (AUC = 0.986) mais montre une légère amélioration de la généralisation avec une meilleure prédiction du glissement des Astiers notamment.

La théorie de l'évidence - elle fournit de bons modèles, notamment avec la variable intégrée *matériau*. Le modèle *woemat3* est crédité d'une AUC = 0.919 et l'ensemble des modèles prédit bien le glissement des Astiers. Le modèle *woemat3* propose une forte proportion de pixels avec une probabilité *a posteriori* = 0 (71% des pixels contre 52% pour *woefs3* et 51% pour *woeg3*). Sa discrimination est nettement meilleure pour les faibles susceptibilités comme l'illustre la **figure 195**.

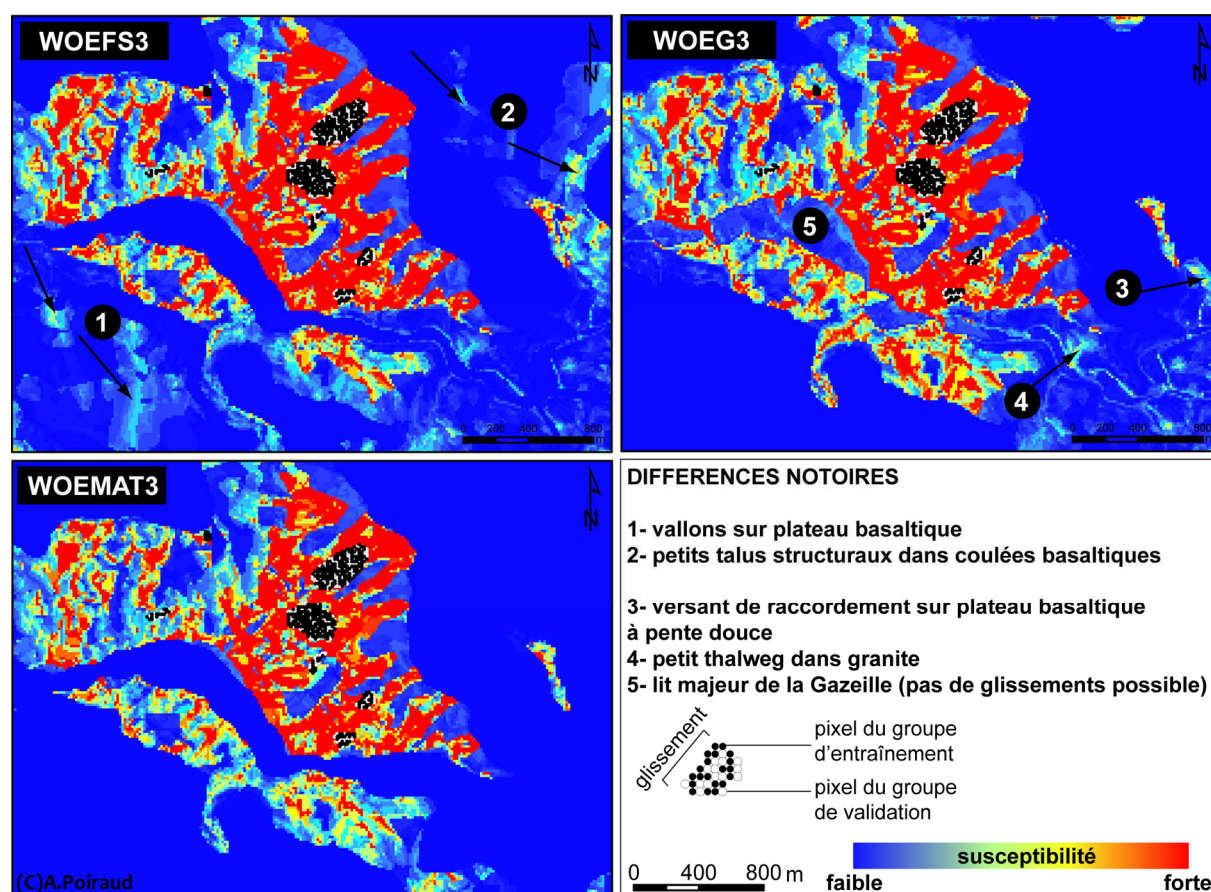


Figure 195 – Différence de classement dans les faibles susceptibilités entre les modèles *woefs3*, *woeg3* et *woemat3*

Dans cet exemple, des contextes géomorphologiques ayant une très faible probabilité d'être sujets à des phénomènes de solifluxion ou fluage étaient néanmoins classés comme faiblement susceptibles (fig.195, *woefs3* et *woeg3*). Le modèle *woemat3* classe ces contextes avec une probabilité *a posteriori* nulle. Ceci permet de limiter la présence de ces contextes dans des classes de

susceptibilités faible à moyenne et donc, abaisse le bruit. Nous retenons cependant la possible surestimation des probabilités *a posteriori* du au mauvais n/T de ces modèles (**fig.192**) ce qui ne remet pas en compte cependant le classement des pixels (bonne correspondance avec le terrain).

Finalement, les meilleurs modèles retenus par méthode sont :

- dtfs3 pour les arbres de décision,
- expmat3 pour la méthode semi-experte,
- lrm3 pour la régression logistique,
- ucumat3 pour le facteur intégrant,
- woemat3 pour la théorie de l'évidence.

8.2.2.2. Classifications des modèles retenus (discrétisation)

La discrétisation des données continues en classes de susceptibilité est une phase importante assez peu discutée dans les articles. De la cohérence de cette phase dépend ensuite la validité des comparaisons ou des combinaisons entre les résultats de plusieurs modèles. Cette discrétisation a également pour conséquence de classer plus ou moins de surface en zone de forte susceptibilité avec des répercussions éventuelles sur l'aménagement du territoire (cas d'une carte d'aléa servant de support à la rédaction d'un PPR). Afin de limiter le biais d'un classement basé sur la distribution des fréquences de pixels par classes de susceptibilité (lesquelles répondent à des lois de probabilités très différentes selon les modèles), nous avons choisi de nous appuyer sur les fréquences de glissements par classes de susceptibilité.

La densité de glissements est calculée pour chacune des classes de susceptibilité des 5 modèles retenus. Le modèle *dtfs3* étant catégoriel, la densité est donc calculée pour chaque catégorie. Les modèles *expmat3*, *lrm3* et *ucumat3* sont continus, une première discrimination par centiles a donc été effectuée, la densité de glissement ayant été calculée pour chaque centile. Enfin, le modèle *woemat3* a également été discrétisé en utilisant les 50 classes (les centiles ont été regroupés par 2). Les densités obtenues ont ensuite été comparées avec la densité de glissement sur toute la zone d'étude, soit 0.0038 (rapport des densités, *Rd*). Les 4 classes résultantes suivent les règles expertes suivantes :

- classe 1 – susceptibilité nulle à faible, rapport de densité moyen < 0.5
- classe 2 – susceptibilité faible à moyenne, $0.5 \leq$ rapport de densité moyen < 2
- classe 3 – susceptibilité moyenne à forte, $2 \leq$ rapport de densité moyen < 10
- classe 4 – susceptibilité forte, rapport de densité moyen ≥ 10

Le rapport de densité moyen (*Rdm*) pour chacune des 4 classes correspond à la moyenne des *Rd* des classes les constituant. Chacun des 5 modèles a été reclassé selon ces règles (**fig.196**).

Les classes ne sont pas parfaitement homogènes selon les modèles et il existe certains recouvrements dans les classes moyennes (2 et 3). Nous avons choisi de favoriser l'ordre de classement (*ranking*) par rapport au *Rd*, celui-ci servant surtout à guider la limitation entre les classes. Un filtre a ensuite été appliqué à chacune des cartes (valeur médiane sur une fenêtre glissante de taille $3 * 3$ pixels) afin de lisser les résultats et ainsi éviter la présence de pixels isolés ayant une valeur aberrante, considérés comme des artefacts du MNT¹⁶.

¹⁶ Le lissage a été réalisé avec la fonction *Focal Statistics* dans ArcGIS9.1

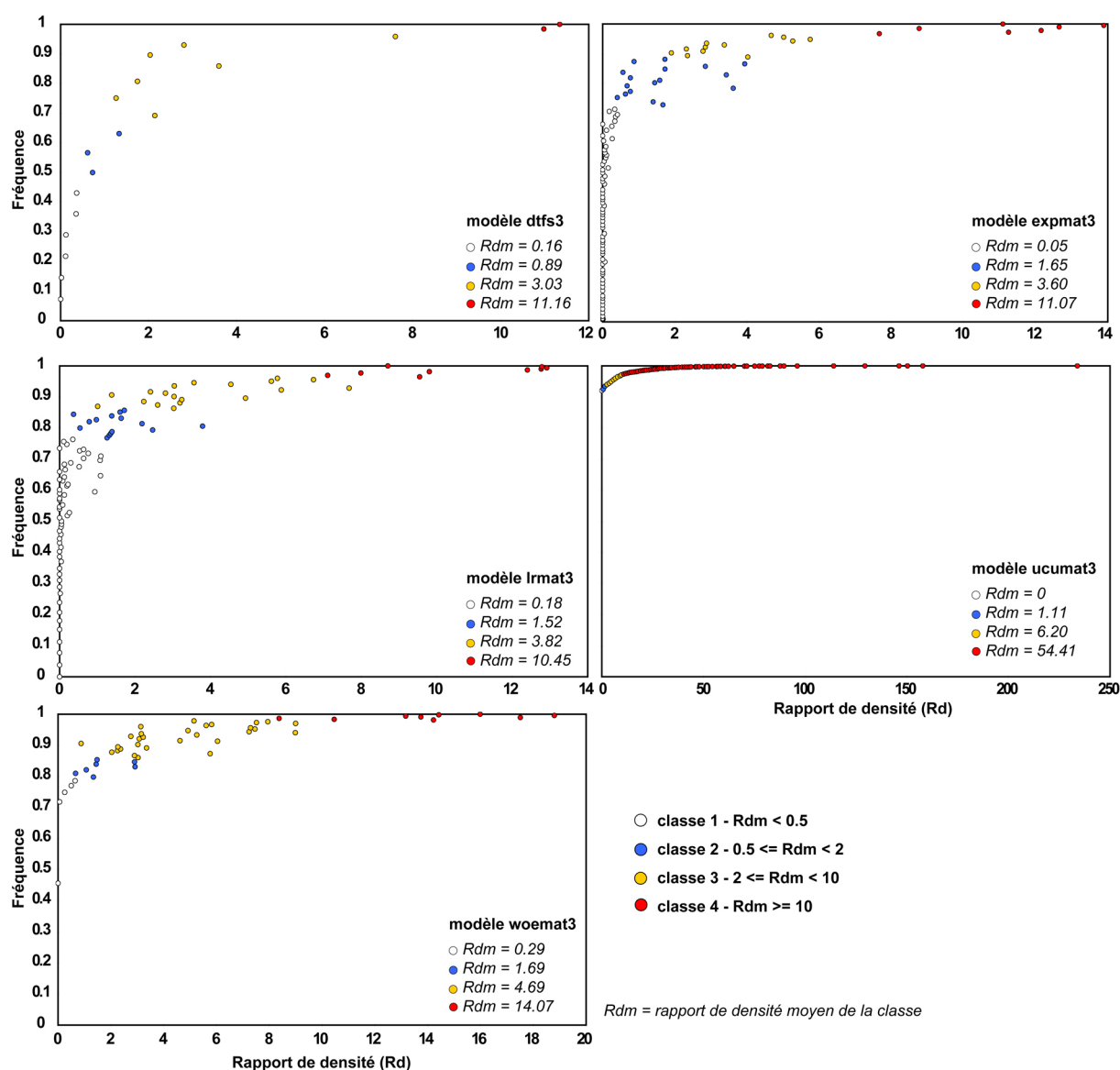


Figure 196 – Distribution des fréquences cumulées des valeurs de rapport de densité (Rd) et reclassement dans les 4 classes retenues selon les niveaux de Rdm

Les cartes obtenues possèdent la même structure globale, à savoir un couloir de forte susceptibilité le long de la Laussonne, au niveau du graben du Monastier et du demi-graben de Laussonne. Les plateaux basaltiques ainsi que les vallées alluviales sont systématiquement classés en faible susceptibilité. Par contre, dans le détail, elles diffèrent parfois nettement comme l'attestent les valeurs de V de Cramer et l'indice Kappa calculés entre chaque paire de cartes (**tab.36**)

Tableau 36 – Association et ressemblance entre les 5 cartes de susceptibilité obtenues. Le premier chiffre correspond au V de Cramer, le chiffre entre parenthèses, à l'indice Kappa global. À ce stade de l'analyse, nous avons uniquement retenu la racine du code portant sur la méthode pour différencier les 5 cartes de susceptibilité (dt, exp, lr, ucu et woe).

MODELE	dt	exp	lr	ucu
dt				
exp	0.45 (0.35)			
lr	0.43 (0.35)	0.77 (0.76)		
ucu	0.32 (0.18)	0.33 (0.21)	0.33 (0.26)	
woe	0.48 (0.41)	0.61 (0.58)	0.60 (0.61)	0.37 (0.31)

Le modèle de fonction intégrante (*ucu*) diffère nettement des autres de par sa très forte propension à classer une grande surface en susceptibilité nulle (près de 93% des pixels classés en classe 1). Par contre, les proportions classées en classe 4 sont équivalentes aux autres modèles (2% pour des proportions allant de 1.8 à 3.7%). Le modèle issu des arbres de décision se distingue également des autres modèles probabilistes avec des valeurs de *V de Cramer* < 0.5 et un indice Kappa < 0.4. Quand on compare le modèle *dt* aux 3 modèles probabilistes *woe*, *exp* et *lr*, la classe de forte susceptibilité est celle qui varie le plus (indice Kappa de la classe variant de 0.44 à 0.75). Ceci est lié à la surgénéralisation des classes de forte susceptibilité évoquée précédemment. Enfin, les 3 modèles *exp*, *lr* et *woe* sont ceux qui se rapprochent le plus entre eux avec des valeurs de *V de Cramer* > 0.60 et des indices de Kappa > 0.58. Ceci s'explique assez aisément par le fait que ces 3 modèles sont basés sur le calcul des *Odd ratio* pour chaque classe de chaque variable, donc la hiérarchie de chaque classe est la même pour chacune des méthodes. Le fort rapprochement entre la méthode semi-experte et la régression logistique vient du fait que les 2 méthodes s'appuient sur le même tableau de valeurs standardisées de 0 à 100.

La variation de l'indice de Kappa par classe de susceptibilité issue de la comparaison de tous les modèles entre eux est présentée sur la **figure 197** (20 comparaisons par classe).

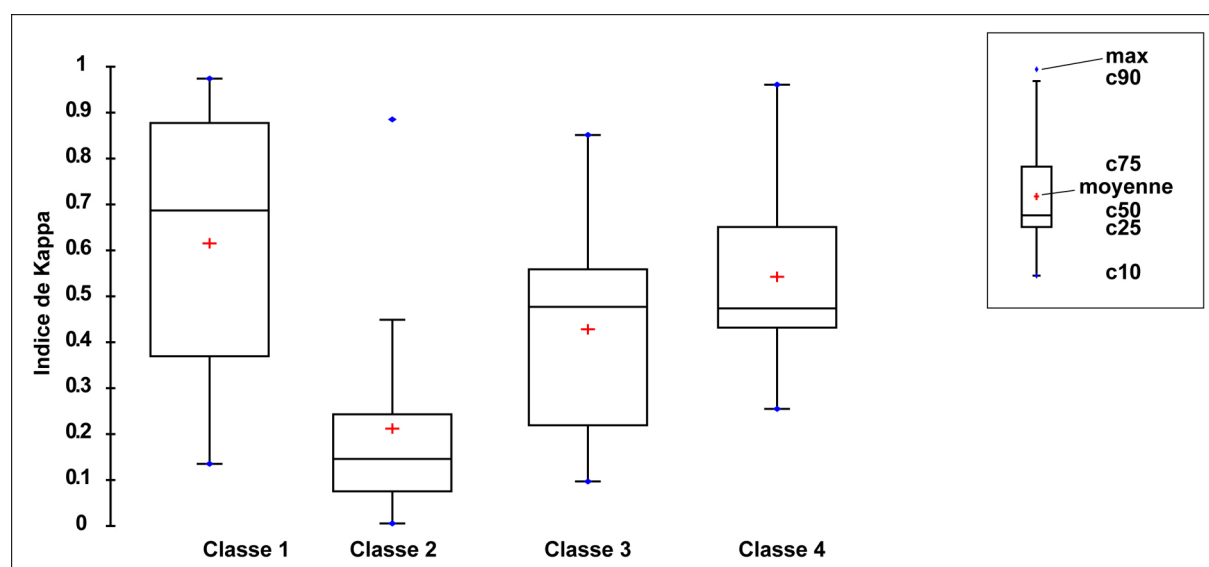


Figure 197 – Box-plot de l'indice de Kappa par classe issue de la comparaison de chaque paire de cartes

La classe 1 présente la plus grande amplitude de valeurs de Kappa mais dans des fourchettes élevées (médiane proche de 0.7 et plus de 75% des valeurs supérieures à 0.37). Si la variabilité de cette classe est grande, il n'en reste pas moins que les pixels la constituant demeurent inchangés selon les modèles utilisés. La classe 2 possède 75% de ses pixels avec un indice de Kappa < 0.24. Cette classe est la plus volatile et les pixels conservant la même assignation à cette classe sont rares. La faible dispersion à des valeurs de Kappa basses exprime nettement la grande volatilité de cette classe entre chaque modèle et la forte incertitude qui y entoure le classement des pixels. La classe 3 présente une dispersion importante dans les faibles valeurs de Kappa (50% des pixels ont des valeurs allant de 0.09 à 0.48). Les changements d'assignation de classe entre méthodes restent importants et la volatilité de cette classe, même si elle est moindre que la classe 2, demeure significative. La classe 4 possède une médiane proche de la classe 3 (0.47), mais la dispersion des 50% de pixels restants tend à se hisser vers des valeurs de Kappa élevées (Q75 = 0.65). La stabilité de cette classe s'accroît comparée aux classes 2 et 3, lui conférant ainsi une plus grande robustesse. Ces constatations rejoignent celles faites par Guzzetti *et al.* (2006) et Van Den Eeckhaut *et al.* (2009) (**fig.181**, ch.7) décrivant une

augmentation de la variabilité et de l'incertitude pour les classes de susceptibilité intermédiaire ou une plus grande volatilité.

8.2.2.3. Combinaison et production d'une carte de susceptibilité

Les 5 cartes définissent pour chaque pixel, 5 valeurs de classe de susceptibilité. La combinaison s'est faite par 2 méthodes :

- choix de la classe majoritaire dans une fenêtre glissante de 3*3 pixels,
- choix de la classe médiane dans une fenêtre glissante de 3*3 pixels.

L'utilisation de la classe majoritaire est intéressante, mais entraîne l'existence de « trous » du fait qu'il est possible d'avoir 2 classes définies par la même quantité de pixels dans la fenêtre glissante (4.7% de pixels manquants). Cette solution n'est donc pas favorable.

Le choix de la classe médiane produit un résultat très proche de l'utilisation de la classe majoritaire ($r^2 = 0.998$ hors valeurs manquantes) et évite le problème des valeurs manquantes. Nous avons donc choisi d'utiliser cette combinaison.

La carte de variété permet d'obtenir le nombre de classes différentes caractérisant chaque pixel par rapport aux 5 valeurs de classe provenant des 5 modèles. Cette valeur offre une évaluation de la volatilité de chaque pixel et donc, la certitude de son classement dans la classe médiane selon les relations suivantes :

- variété = 1, 100% de certitude de classement dans la classe (>80% car on ne peut avoir une certitude totale),
- variété = 2, entre 60 et 80% de certitude de classement dans la classe,
- variété = 3, entre 40 et 60% de certitude de classement dans la classe,
- variété = 4, certitude de classement dans la classe inférieure ou égale à 40%.

Les cartes obtenues, classe médiane (ou susceptibilité finale) et variété (certitude), ont ensuite été combinées en une image hyperspectrale à 2 bandes affichée en R (rouge) et G (vert). La bande rouge caractérise la susceptibilité de 1 à 4 tandis que la bande verte caractérise la certitude de 1 à 4. Cette façon de procéder permet d'afficher les 2 informations en même temps moyennant l'utilisation d'une légende matricielle (**fig.198**).

La classe de susceptibilité 1 rassemble 79.2% des pixels avec plus de 77% de ces pixels étant classés avec une certitude >60%. La classe 4 regroupe 2.3% de la surface de la zone d'étude (2.1% classés avec une certitude bonne à très bonne >60%). Les classes 2 et 3 regroupent un peu moins de 20% de la surface avec des certitudes essentiellement moyennes, presque la moitié des pixels de ces classes ayant une certitude inférieure à 60%.

L'AUC du modèle final atteint 0.927, ce qui est considéré comme une bonne performance.

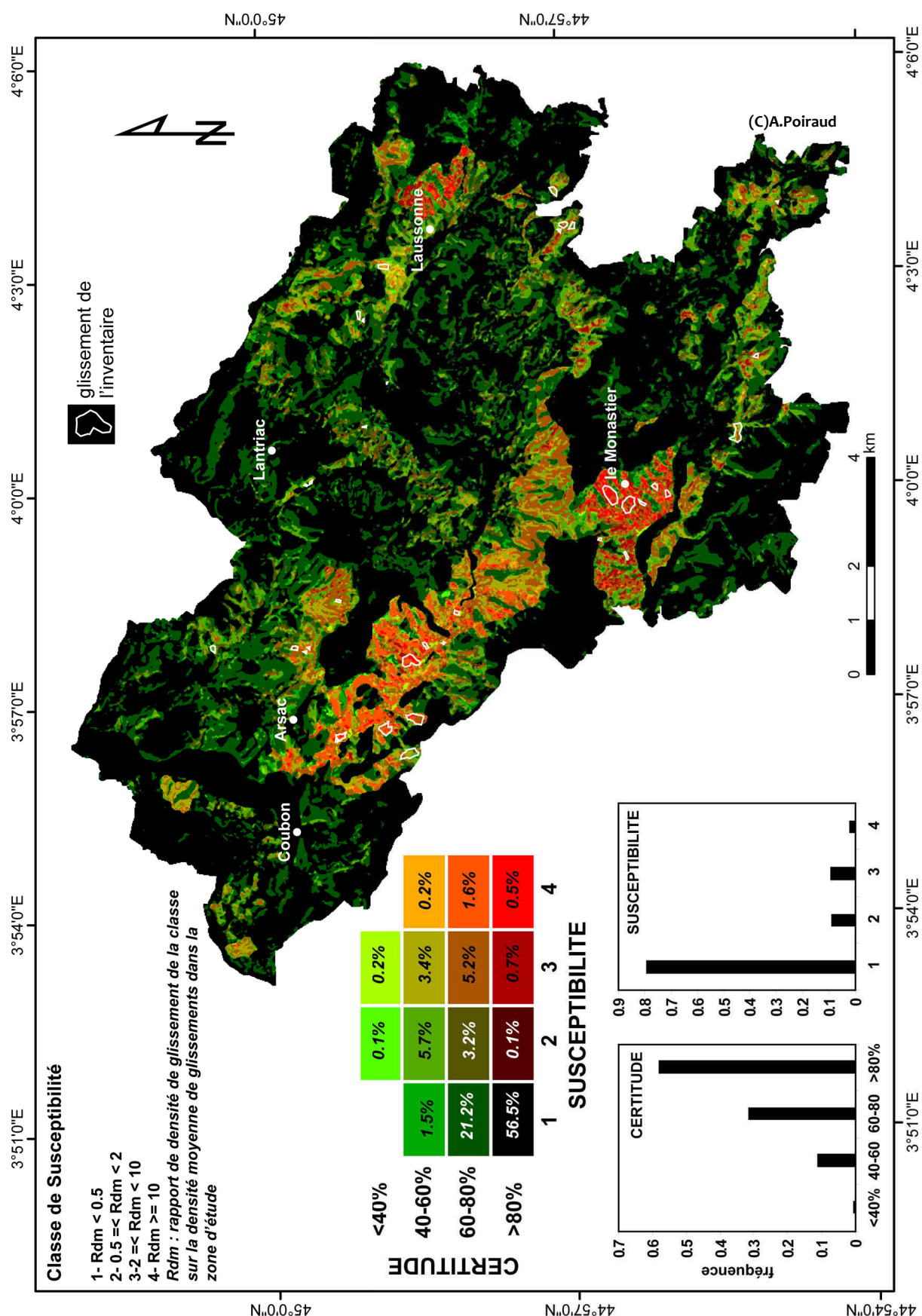


Figure 198 – Carte de susceptibilité finale et d'incertitude aux processus solifluaux et de fluages sur le bassin de risque Laussonne/Gazeille. Les pourcentages dans l'échelle matricielle correspondent aux fréquences de pixels dans chaque classe.

Les classes de faible certitude sont peu étendues (0.3% de la surface) et sont concentrées le long des berges de la Laussonne, au niveau du centre-bourg d'Arsac, du vallon de Rohac, du versant ouest des Chiers, des berges de la Gazeille au niveau du Moulin de Savin, au croisement de la route D535 et de la route D38 à l'entrée du Monastier et du versant sud du Suc de Montchamp (les Coustilles). Il n'existe pas à proprement parler de dénominateur commun (test du χ^2 exprimant toujours une indépendance entre les variables prédictives et les classes de certitude 3 et 4) pouvant expliquer la répartition de ces classes de faible certitude hormis pour les situations de berge pour lesquelles nous atteignons la limite de précision du MNT incapable de retranscrire fidèlement les fines ruptures de pente observées à ces endroits.

Les classes de certitude moyenne (40-60%) couvrent près de 11% de la surface et touchent essentiellement des zones de susceptibilité moyenne à forte. Les zones de susceptibilités moyennes et fortes (classes 3 et 4) et de certitude faible (inférieure ou égale à 60%) représentent 3.8% de la surface et sont celles qui demeurent problématiques (**fig.199**).

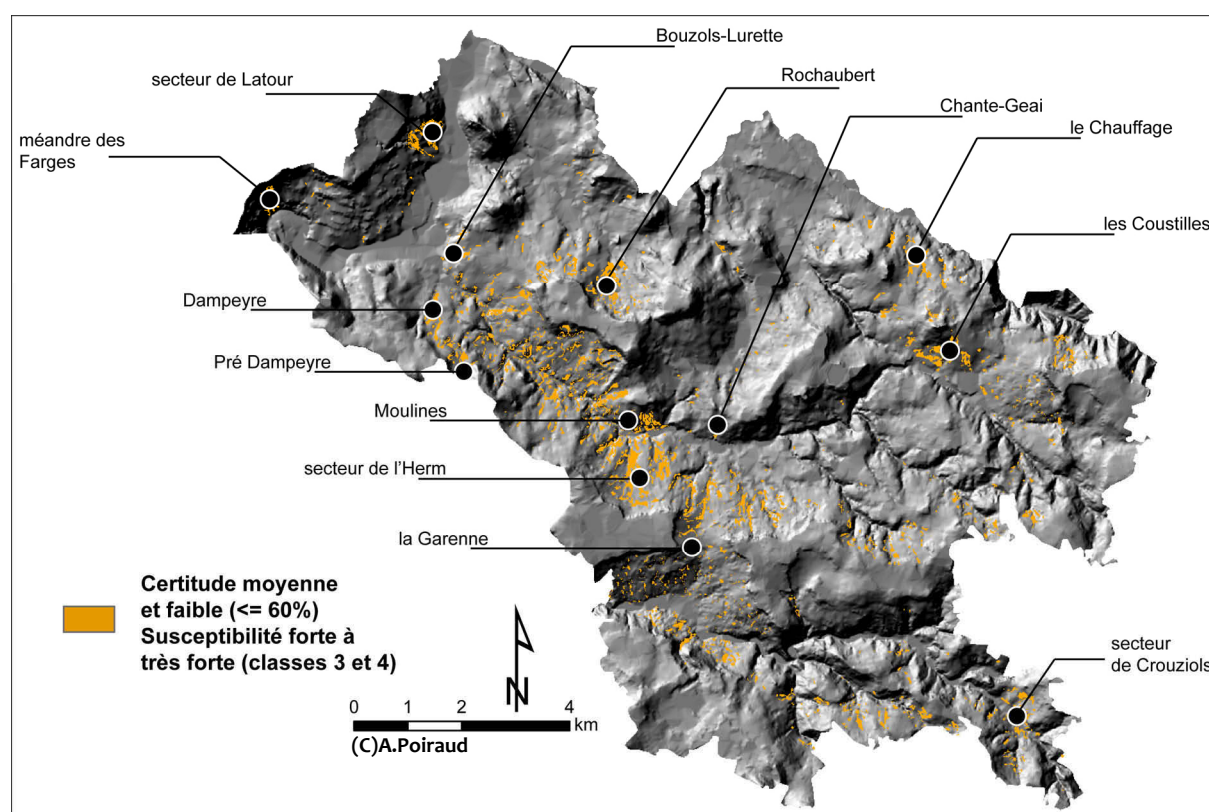


Figure 199 – Carte de la répartition des zones de certitude moyenne (inférieure ou égale à 60%) et de susceptibilité élevée (classes 3 et 4) pour les phénomènes solifluidaux et fluages. Les secteurs pointés sur la carte représentent les principales zones suspectes.

La **figure 199** représente pour nous les limites des modélisations. Les incertitudes sont grandes alors qu'il existe un potentiel d'instabilité. À ce niveau, et dans le cadre de la réalisation d'une carte de susceptibilité à but réglementaire ou informatif, ces zones impliquent des investigations complémentaires afin de définir avec plus de certitude leur niveau de susceptibilité. C'est à ce niveau que réintervient l'expertise et éventuellement des investigations plus lourdes pour définir précisément le niveau de susceptibilité de ces zones.

8.3 Tentative de proposition d'un modèle d'aléa

Le modèle de susceptibilité étant calé, il est possible d'étendre le travail de modélisation à la cartographie et à la quantification de l'aléa. Trois voies sont possibles :

- l'application d'une probabilité de retour de l'événement moteur à la carte de susceptibilité,
- le calcul d'une probabilité basée sur la carte de susceptibilité et sur un scénario d'évolution des instabilités (Chung & Fabbri, 2008),
- la modélisation par la voie déterministe en s'appuyant sur différents *scenarii* de saturation des sols, conséquences d'événements pluvieux différents caractérisés par un temps de retour.

8.3.1 Modèle probabiliste croisant la susceptibilité et les périodes de retour

Nous avons vu dans le chapitre 5 (§5.4.2.2 et 5.4.2.3), le rôle important des alternances gel/dégel dans l'initiation des processus solifluidaux au-dessus de 1000m d'altitude ainsi que l'importance des épisodes cévenols dans l'initiation des glissements avec rupture ou la réactivation des phénomènes de fluage. Cette connaissance peut être réutilisée pour l'estimation d'une probabilité annuelle de glissement. L'influence des phénomènes gel/dégel étant limitée aux altitudes > 1000m et ces processus ayant été peu étudiés dans le cadre de cette thèse tout comme le rôle de la neige, nous ne nous risquerons pas à tenter une évaluation de l'aléa lié à ces phénomènes et nous cantonnerons aux événements moteurs pluvieux de type cévenol.

Au vu des résultats obtenus par les suivis cinétiques sur le Cros de Brives et de l'analyse faite au §5.4.2.2, nous posons l'hypothèse d'un lien existant entre la réactivation des phénomènes solifluidaux et des fluages postérieurement à la survenue d'un épisode cévenol d'intensité minimum 120mm/48h.

La carte des temps de retour proposée au §5.4.2.2 (**fig.144**) peut être facilement transformée en probabilité par l'application d'une fonction inverse. Nous obtenons ainsi une carte des probabilités annuelles de survenue d'un épisode moteur. Les pixels ayant une probabilité > 1 (temps de retour < 1 an) ont été ramenés à une valeur de probabilité de 1.

La carte de probabilité de la susceptibilité est obtenue en appliquant la formule de valeur favorable (Brabb *et al.*, 1972) considérée comme une expression de la probabilité (Remondo *et al.*, 2003 ; Chung & Fabbri, 2008).

Les 2 cartes de probabilités sont censées exprimer les probabilités de 2 situations indépendantes dont la conjonction donne la probabilité de rupture ou de mise en mouvement. Dans ce cas, la combinaison des probabilités se fait par une multiplication (= ET).

Cette combinaison donne une carte de probabilité ayant des valeurs allant de 0.000005 à 0.04744, ce qui tend à baisser le maximum de probabilité obtenu pour la susceptibilité (0.067) (**fig.200**). La distribution des fréquences de pixels par classe de probabilité suit une loi puissance classique d'exposant -3 ($r^2 = 0.81$). Sur cette carte, la probabilité d'aléa des secteurs situés au sud-est est renforcée (Gazeille amont et secteur de Laussonne) par rapport à la susceptibilité tandis que les probabilités des secteurs aval de la Laussonne (région d'Arsac) tendent à être abaissées. La valeur AUC du modèle atteint 0.914.

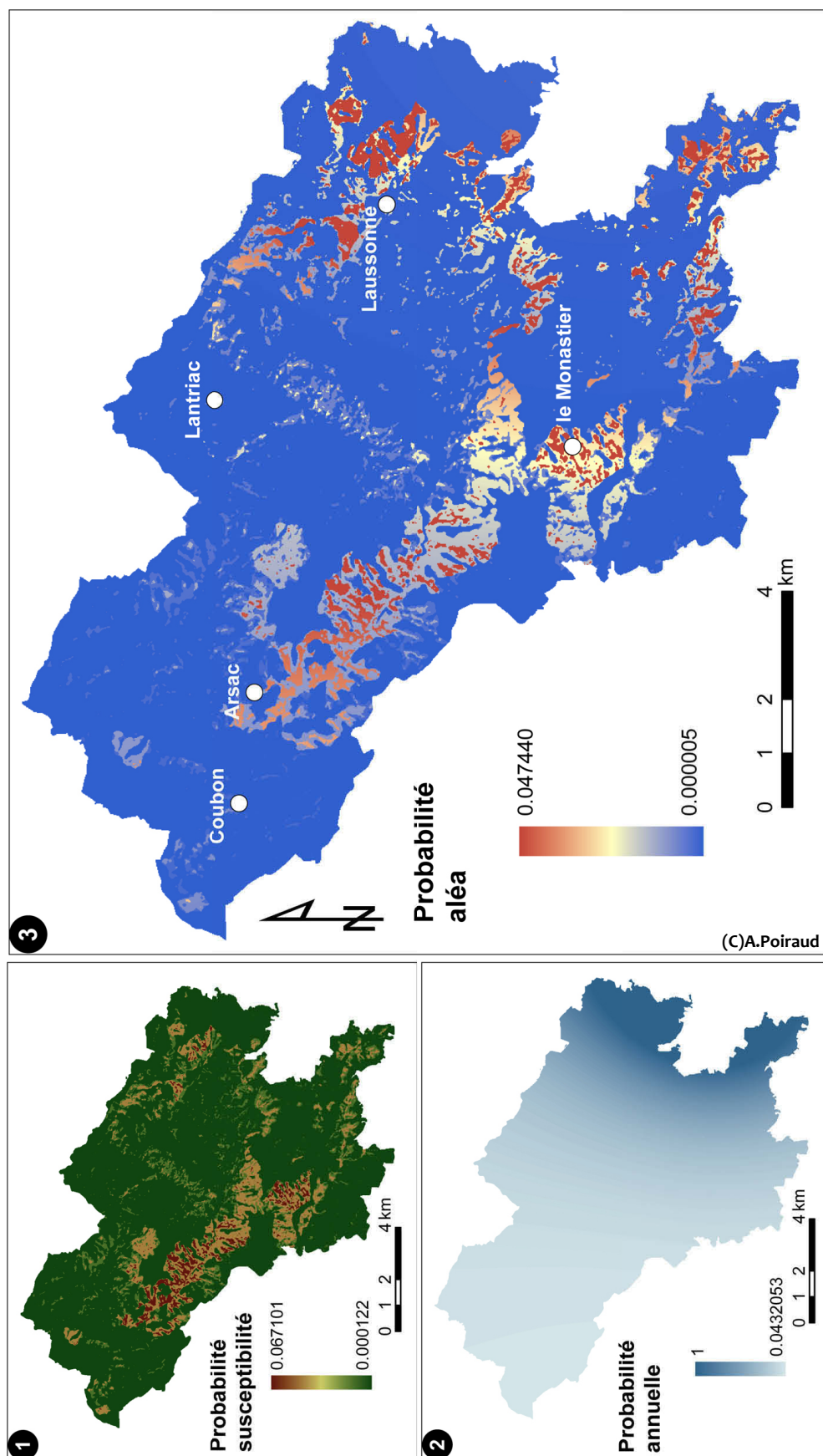


Figure 200 – Carte d'aléa aux phénomènes de solifluxion et de fluages. 1) carte de probabilité de la susceptibilité, 2) carte de la probabilité annuelle de survenue d'un événement pluvieux moteur, 3) carte d'aléa issue de la combinaison des 2 cartes précédentes

8.3.2 Modèle probabiliste basé sur des hypothèses de fréquence de glissements à venir

Dans leur article de 2008, Chung & Fabbri proposent une méthodologie afin d'estimer la probabilité future d'une classe de susceptibilité. Partant de la surface atteinte par des glissements actuellement, ils émettent des d'hypothèses quant à la surface future atteinte par les glissements. Ils assoient donc leurs perspectives sur la surface de glissements connue sur une période donnée et reportent cette surface sur une période future de même durée, en la majorant, la minorant ou la conservant (31).

$$P = (1 - 1 - Dc_g)^{D_g} \quad (31)$$

avec, P , la probabilité, Dc_g , le nombre de glissements de la classe sur le nombre de glissements total et D_g , la densité de glissements escomptés dans la classe, à l'avenir. Concernant le bassin du Puy, les phénomènes de solifluxion et de fluage inventoriés sont parfois vieux d'une cinquantaine d'années (ex. du glissement de la Prada, §2.3.4). Nous ne savons pas exactement la période couverte par l'ensemble de l'inventaire de ces phénomènes, mais émettons l'hypothèse que celui-ci couvre les 50 dernières années.

Nous proposons donc 3 *scenarii*, basés sur les 2000 pixels représentant les glissements actuels (solifluxion et fluage), sur le bassin de risque.

- scénario 1 – la fréquence du phénomène baisse et seulement 1000 pixels seront concernés dans les 50 ans à venir,
- scénario 2 – les conditions restent stables et environs 2000 pixels seront atteints dans les 50 années à venir,
- scénario 3 – les conditions évoluent et conduisent à l'augmentation des phénomènes ce qui amène à doubler la surface future atteinte (4000 pixels).

Le calcul des probabilités (31) vient mettre à jour les classes de susceptibilité obtenues dans le modèle de susceptibilité (fig.201).

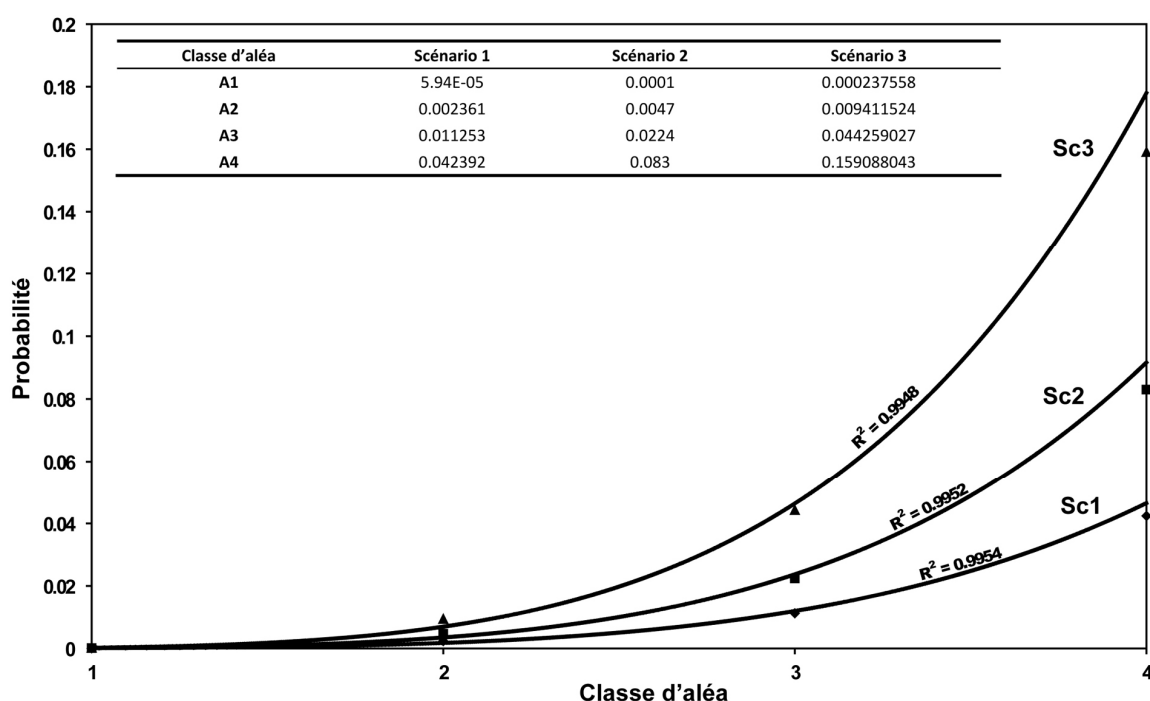


Figure 201 – Probabilités pour chacune des classes d'aléa en fonction du scénario retenu.

Nous constatons une différence croissante des probabilités selon les modèles au fur et à mesure que l'on va vers les classes de fort aléa. Ceci implique une estimation fine des glissements futurs et donc d'asseoir ses hypothèses sur des bases plus solides que celles disponibles actuellement afin de ne pas générer des probabilités fantasmées pour les classes de fort aléa. Cette sensibilité des modèles pour les classes de fort aléa rend leur utilisation délicate. Ce point sera revu dans la discussion.

8.3.3 Modèle déterministe semi-statique

Les éléments géotechniques utilisés sont issus des analyses mécaniques décrites dans le ch.5 et synthétisés dans le **tableau 37**.

Tableau 37 – Caractéristiques mécaniques prises en compte pour l'implémentation des modèles géotechniques (FS, formations superficielles)

FS	C_{min}	C_{moy}	C_{max}	φ_{min}	φ_{moy}	φ_{max}
FS absent, matériau rocheux	50	50	50	50	50	50
Colluvions et formations gélifluées	10	13	15	16	22	26
Complexes de versant, matériau de glissement	11	24	45	13	20	25
Eboulis basaltiques	0	0	0	35	40	45

Les 9 modèles sont construits par niveau de saturation et en testant les différentes valeurs géotechniques (**tab.38**).

Tableau 38 – Données d'entrée pour la construction de chacun des 9 modèles

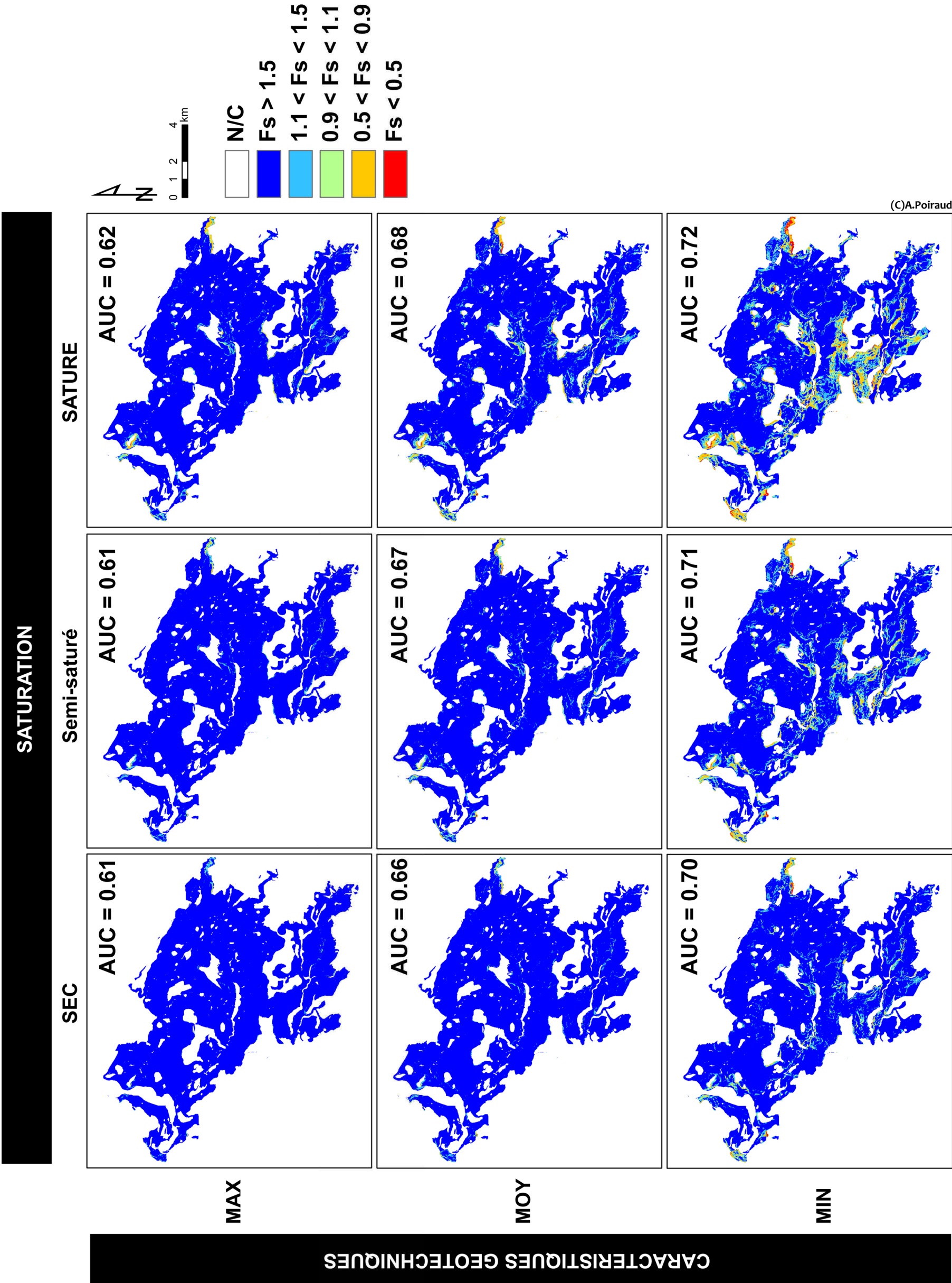
Modèle	C'	φ'	w	r	z	θ
<i>maxsec</i>	max	max	0	0.53	Carte des épaisseurs des formations superficielles	Carte de pente
<i>maxmid</i>	max	max	0.5			
<i>maxsat</i>	max	max	1			
<i>moysec</i>	moy	moy	0			
<i>moymid</i>	moy	moy	0.5			
<i>moysat</i>	moy	moy	1			
<i>minsec</i>	min	min	0			
<i>minmid</i>	min	min	0.5			
<i>minsat</i>	min	min	1			

Les zones d'alluvions ou d'arène basaltique ont été extraites des modélisations. Les résultats ont été catégorisés en 5 classes selon le Fs obtenu :

- $F_s > 1.5$ – classe 1, aléa nul à faible et certitude forte
- $1.5 < F_s < 1.1$ – classe 2, aléa nul à faible, certitude moyenne
- $1.1 < F_s < 0.9$ – classe 3 aléa moyen, certitude faible
- $0.9 < F_s < 0.5$ – classe 4, aléa moyen à fort, certitude moyenne
- $F_s < 0.5$ – classe 5, aléa fort, certitude forte

Les résultats ont été comparés avec le groupe de validation utilisé lors des modélisations probabilistes en utilisant les courbes ROC et les surfaces sous la courbe (AUC). Pour éviter le biais des valeurs d'aléa décroissantes, les cartes de Fs ont été modifiées avec une fonction inverse.

Les cartes ainsi que les valeurs d'AUC sont regroupées sur la **figure 202**.



(C)A.Poiraud

Figure 202 – Résultats des 9 modèles géotechniques statiques réalisés sous conditions de saturation et de caractéristiques géotechniques différentes. La valeur d’AUC est calculée avec le groupe de validation utilisée pour les validations des modèles probabilistes

Les valeurs d'AUC sont beaucoup plus faibles que pour les modèles issus des cartes probabilistes de susceptibilité. Nous l'avons dit dans le §8.1.2.1, le modèle de pente infinie utilisée pour la modélisation des phénomènes de fluage ou de solifluxion n'est pas le mieux adapté. Cependant, nous constatons un accroissement cohérent des valeurs d'AUC avec la baisse de la résistance géotechnique des terrains et l'augmentation de la saturation du sol. Le modèle le plus fidèle à l'inventaire des phénomènes est celui utilisant des caractéristiques mécaniques faibles et un taux de saturation maximal (modèle *minsat*). Pour comparaison, nous avons testé ce dernier modèle avec les glissements translationnels et rotationnels de surface et obtenons une $AUC > 0.75$ confirmant bien que le modèle de pente infinie est mieux adapté aux glissements avec rupture et que ce modèle *minsat* traduit plus la probabilité de ce type de glissement que des phénomènes solifluidaux. Les zones reconnues comme fortement instables par le modèle sont d'ailleurs des secteurs plutôt connus pour l'occurrence de glissements de type rotationnel ou translationnel que de phénomènes solifluidaux.

Ce modèle avait valeur de test et les résultats confirment que ce type de modélisation mécanique, avec ce modèle simple, ne peut définitivement pas être appliqué pour les processus de solifluxion et de fluage sur le bassin du Puy.

8.3.4 Comparaison des modèles d'aléa obtenus : quel modèle d'aléa retenir ?

Les 3 modèles d'aléa obtenus sont très différents les uns des autres, ces différences étant nettement plus marquées que pour les modèles de susceptibilité (**fig.203**).

Le modèle issu du croisement de la susceptibilité et de la probabilité de retour d'un épisode cévenol est appelé *Aléa_Climat*. Le modèle obtenu par mise à jour des classes de susceptibilité par une probabilité exprimant différentes hypothèses est nommé *Aléa_VF* (pour Valeur Favorable). Enfin, nous avons uniquement conservé le modèle *minsat* comme modèle d'aléa déterministe et l'avons transformé par une fonction inverse pour obtenir le modèle $1/minsat$.

La comparaison des modèles *Aléa_Climat* et *Aléa_VF* montre une certaine cohérence dans la corrélation des probabilités d'aléa ($r^2 = 0.44$, V de Cramer = 0.47). Cependant, on constate une augmentation de la variabilité vers les classes de fort aléa, certains pixels classés en aléa fort avec le modèle *Aléa_VF* ayant une faible probabilité avec le modèle *Aléa_Climat*. Cette comparaison marque ici surtout la différence entre la carte de susceptibilité et la carte d'aléa, le modèle *Aléa_VF* n'étant qu'un changement de la valeur de la probabilité par classe et non une rehiérarchisation des pixels. On constate donc essentiellement la régression de classes de forte susceptibilité vers des classes d'aléa moyennes à faibles par l'application d'une faible probabilité d'occurrence temporelle de l'événement moteur.

Le modèle *Aléa_VF* n'est pas corrélé avec le modèle géotechnique $1/minsat$ ($r^2 = 0.06$, V de Cramer = 0.15 et $pvalue = 0.878$, donc modèles indépendants). Nombre de pixels classés en classe d'aléa faible ont un $Fs < 1$ ($1/Fs > 1$). Ceci est notamment vrai le long de la Loire ou de l'Aubépin et sur les flancs des édifices volcaniques où les pentes importantes influent nettement sur les résultats du modèle géotechnique. Ces zones sont par contre reconnues pour leur sensibilité aux glissements avec rupture (rotationnel ou translationnel).

Le modèle $1/minsat$ est également décorrélié du modèle *Aléa_climat* avec un $r^2 = 0.02$, un V de Cramer = 0.11 et une $pvalue = 0.987$. Sur le graphique de la **figure 203**, quasiment l'ensemble des pixels reconnus instables par le modèle $1/minsat$ (valeur > 1) est situé à des valeurs de probabilité < 0.013 . Ces classes regroupent une partie des zones classées en aléa fort et moyen mais également toutes les zones d'aléa faible à nul.

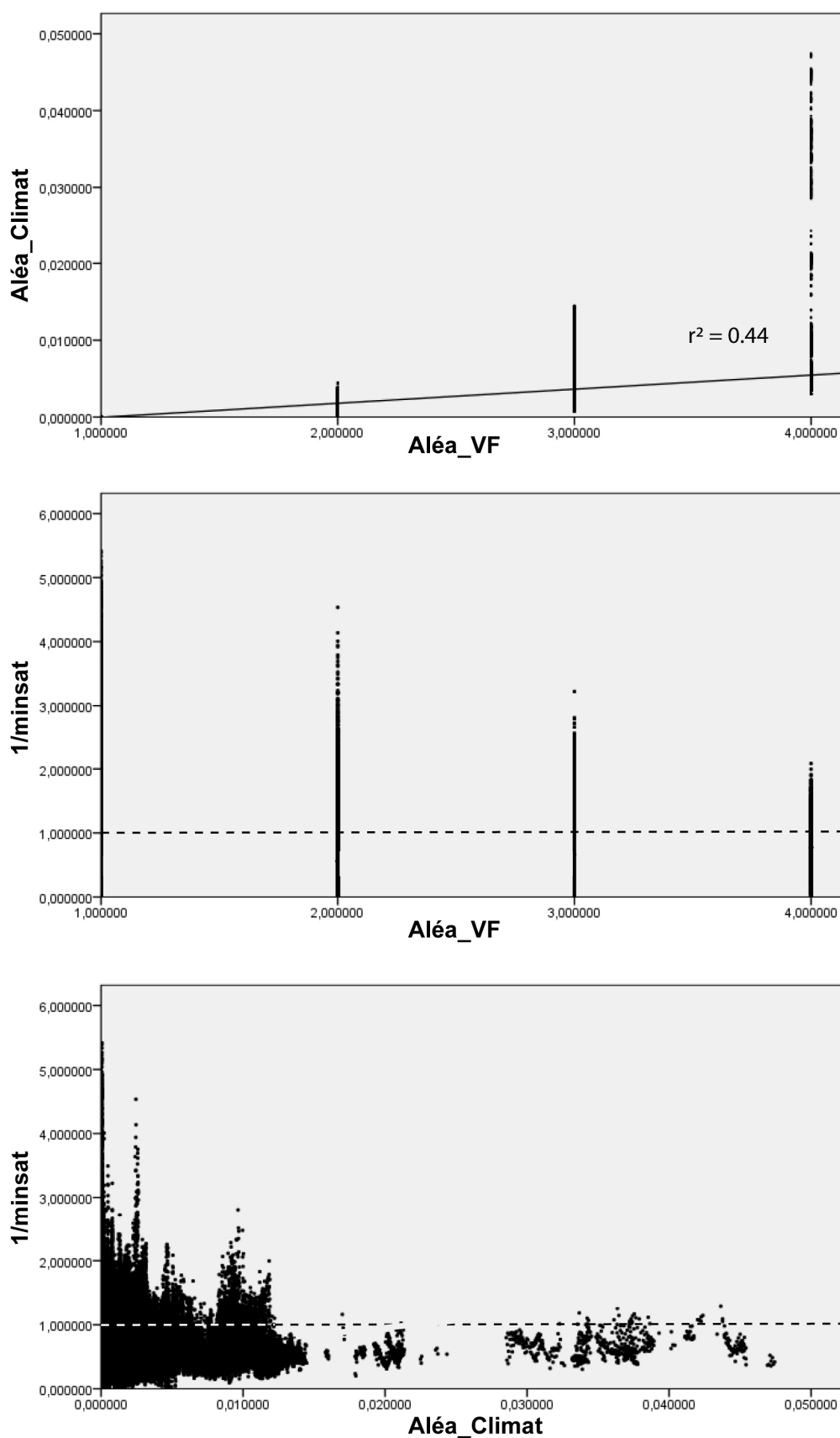


Figure 203 – Comparaison entre les 3 modèles d'aléa retenus. Le modèle *Aléa_VF* est présenté en classe, la valeur des probabilités de chacune des 3 hypothèses étant assignée de manière similaire. La ligne en tirée sépare le domaine instable (en haut) du domaine stable (en bas) pour le modèle *1/minsat*

L'hypothèse posée de l'utilisation du modèle de pente infinie pour la modélisation « grossière » des processus solifluidaux et de fluage n'est réellement pas pertinente. Même si nous connaissions les limitations théoriques qui entouraient ce modèle, l'essai méritait d'être réalisé à titre expérimental et permet de rejeter définitivement ce modèle pour la caractérisation de l'aléa de ce type de phénomènes. Nous restons cependant convaincu de la pertinence de modèles déterministes pour caractériser l'aléa de ces phénomènes, mais en utilisant les limites d'Atterberg couplées à un modèle hydrométéorologique afin de modéliser la variation de la teneur en eau dans la colonne de sol et l'évolution des limites de plasticité et de liquidité selon différents types d'événements pluvieux.

Le modèle *Aléa_VF* est un modèle de susceptibilité « amélioré » mais il ne tient pas compte des phénomènes moteurs et de leur conjonction avec la susceptibilité. Pour la zone d'étude considérée, cela revient à admettre qu'il n'existe pas de gradient climatique sud-est/nord-ouest alors que celui-ci est fort et caractéristique du bassin du Puy.

Nous considérons que le modèle *Aléa_Climat*, issu du croisement de la carte de susceptibilité obtenue au 8.2 et de la carte de probabilité d'un épisode pluvieux de +120mm/48h, est le plus représentatif d'une certaine réalité de terrain. Il demeure cependant très imparfait, car basé sur un type d'événement moteur qui n'est vraisemblablement pas le plus déterminant pour ce type de phénomène (cas de l'influence des pluies longues sur la solifluxion et le fluage non étudiées dans cette thèse).

8.3.5 Limites et discussion des modèles d'aléa

Les modèles d'aléa proposés sont plus délicats à juger, la part d'incertitude les entourant étant plus importante.

Premièrement, il existe une incertitude persistante sur les facteurs moteurs à l'origine de l'activation ou de la réactivation de ces phénomènes. Malgré nos observations sur l'influence des épisodes cévenols, nous restons insatisfait de la très imparfaite connaissance acquise sur le type d'événements pluvieux moteurs et notamment le rôle des pluies longues de type océanique. En effet, dans ce cas, le gradient transversal observé pour les épisodes cévenols n'existe pas ou peu, la probabilité d'occurrence de ce type d'événement étant ainsi répartie de manière plus homogène sur l'ensemble du bassin. Si l'influence de ce type de pluie est avérée, alors le modèle d'aléa adapté se rapproche plus d'un modèle de type *Aléa_VF*, très proche du modèle de susceptibilité.

Deuxièmement, l'importance de l'eau de fonte printanière dans la réactivation de ces phénomènes n'est pas connue localement, même si, de par la bibliographie, on gage qu'elle est importante lors des périodes de transition météorologique. La connaissance manque concernant ce processus, laissant les modèles d'aléa présentés très inachevés. Le même problème se pose pour les processus de gel/dégel. La prise en compte de l'altitude dans le modèle de susceptibilité peut intégrer indirectement ces processus comme facteurs « statiques/dynamiques ». Cependant, l'utilisation de cette variable renvoie à la complexité des facteurs qu'elle intègre (§5.5.1.2) et rend délicate son utilisation dans des modélisations numériques (indépendance conditionnelle, surévaluation de la probabilité, etc.).

Troisièmement, la prédiction des conditions climatiques et de leur conséquence sur les instabilités de versant pour les décennies à venir demeure sujette à controverse. Or, cette prédiction ou ces hypothèses sur les conditions à venir sont fondamentales pour l'établissement d'un modèle d'aléa. Dans le cas des modèles *Aléa_VF* ou des modèles géotechniques, la formulation des hypothèses devrait s'appuyer sur la connaissance des variations climatiques locales à l'horizon 2050. Ces modèles restent pour l'instant à des définitions trop grossières et impliqueraient de réaliser des travaux de *downscaling* pour régionaliser les modèles généraux (Buma & Dehn, 1998 ; Dehn, 1999 ;

Dehn & Buma, 1999 ; Dehn *et al.*, 2000). Pour les modèles basés sur le calcul des périodes de retour d'événements moteurs, le problème est encore plus délicat. En effet, ces probabilités sont basées sur des séries temporelles passées, témoins de conditions météorologiques qui ne sont pas actuelles et encore moins futures. Le calcul de ces probabilités passe donc non plus par des voies statistiques, mais par des modèles déterministes permettant ainsi de simuler les probabilités futures. La littérature portant sur les conséquences prévisibles du changement climatique sur les dynamiques de versant reste encore peu fournie et les résultats sont très différents selon les méthodes et les régions (Collison *et al.*, 2000 ; Dixon & Brook, 2007 ; Jakob & Lambert, 2009 ; Crozier, 2010).

Pour l'instant, nous disposons des données du CERFACS à 8km de maille (Pagé & Terray, 2010) issues de la désagrégation d'échelle des 15 simulations du GIEC et de 7 simulations d'ARPEGE. Ces modèles prédisent, pour notre zone d'étude, une anomalie de précipitations de [0 ; -5]mm en hiver et de [-5 ; -10]mm en été sur la période 2046/2065 par rapport à la période 1961/1990. Cependant, aucune information n'est donnée sur les conséquences des changements de masses d'air sur la recrudescence ou non d'épisodes extrêmes (notamment les épisodes cévenols). Hormis une éventuelle régression des phénomènes solifluidaux due à une plus forte évapotranspiration et à des apports météoriques moindres, nous restons quand même dans l'expectative.

Finalement, à ce stade des connaissances, nous considérons qu'il demeure trop d'incertitudes à la fois sur les processus moteurs jouant sur l'activité des glissements, mais également sur le contexte climatique local pour pousser, dans cette thèse, la réflexion sur la modélisation probabiliste et déterministe de l'aléa.

8.4 Vers un modèle prévisionnel de l'aléa basé sur la résilience géomorphologique

Une des voies possibles pour pallier les incertitudes inhérentes aux données d'entrée alimentant les modèles probabilistes et déterministes est de cartographier les zones ayant un fort potentiel géomorphologique de résistance au changement et celles plus sensibles. Cette approche n'est pas aussi précise que les approches précédentes, mais est plus robuste et permet de proposer une évaluation de l'aléa sur du long terme (>100 ans dans le cadre d'une logique de risque).

8.4.1 Les types de situation géomorphologique et leur niveau de résilience

Les éléments de contrôle fondamentaux vus dans les ch.5 et ch.6 peuvent être synthétisés sous forme de contextes géomorphologiques généraux pour lesquels il est possible d'assigner un niveau de susceptibilité et de résilience ou plutôt de résistance aux changements de forçages (tectonique ou climatique en l'occurrence). Cette approche s'appuie sur une très forte part d'expertise, mais est étayée par les connaissances issues des analyses bivariées entre chaque facteur et chaque type de glissement (ch.5) et les réflexions faites au sujet des hyperfacteurs (ch.6).

Nous différencions les contextes morphostructuraux avec des structures volcaniques intrusives perçant les formations sédimentaires, de celles avec des coulées reposant sur le substrat sédimentaire. La pression des éléments volcaniques sur le substrat sédimentaire ainsi que le contrôle de la circulation des flux hydriques diffèrent fortement en fonction de ces 2 principaux contextes. Dans le cas des coulées, celles-ci exercent une pression verticale engendrant un accroissement de la charge normale s'appliquant sur les terrains sous-jacents. De plus, les coulées constituent d'importants aquifères et leur structure prismatique favorise la pénétration de l'eau au sein de la masse basaltique et son transfert vers les niveaux sous-jacents plus ou moins imperméables. Enfin, cette lithostructure avec une couche dure sur une couche tendre est favorable à un recul « aisé » et

potentiellement continu de la corniche basaltique, par dynamique rétrogressive. Ce contexte est particulièrement favorable à la mise en place d'épaisses formations superficielles alimentées par le recul progressif de la corniche et le remaniement de ces matériaux avec les formations sédimentaires en place. Dans le cas d'une intrusion, il n'existe pas de pression exercée par les formations volcaniques sur les formations sédimentaires. Par contre, le contact subvertical ou oblique entre les 2 formations constitue une zone de faiblesse indéniable ainsi qu'un support favorable à la circulation des flux hydriques. La transformation des matériaux sédimentaires au contact avec la structure intrusive (température, circulations hydrothermales lors de la mise en place) favorise encore la sensibilité de cette zone de contact. Si les glissements sont *a priori* plus liés à l'existence de ce plan de glissement potentiel, le recul des escarpements est par contre moins aisé et dépend plus de considérations géotechniques liées à la mécanique des roches (existence de discontinuité au sein de la masse rocheuse, filons altérés, etc.). La position du socle en pied de versant détermine la connectivité avec le réseau fluvial et vient complexifier les situations et déterminer les niveaux de résistance géomorphologique (**fig.204**). Les considérations suivantes sont à l'échelle de l'aléa pluriséculaire, donc sous conditions de stabilité tectonique. À une échelle temporelle plus longue, ces considérations seraient à revoir en fonction des effets des mouvements tectoniques. Les effets isostatiques ne sont pas non plus considérés, les réajustements géomorphologiques du bassin étant calés sur l'exutoire constitué par le horst de Chaspinhac.

Le contexte 1 (**fig.204.1**) présente une forte résistance potentielle au changement du fait d'un blocage de la base du versant développé dans les formations sédimentaires par la présence du socle granitique. Le réseau hydrographique se développe préférentiellement dans le socle, les versants étant ainsi déconnectés du réseau fluvial. Les versants ne peuvent alors se développer que par un recul des flancs de l'édifice volcanique ce qui compliqué par la présence d'un corps intrusif peu favorable aux dynamiques rétrogressives de l'amont versant. Dans ce contexte, si la pente d'équilibre est atteinte, les versants sont peu dynamiques et peu sensibles aux changements de forçages. Des mouvements peuvent affecter les versants, mais ces derniers restent épidermiques et de faible ampleur. Dans le cas où la pente est supérieure à la pente d'équilibre, ce contexte devient plus sensible avec une résistance qui peut être faible du fait des circulations hydrologiques favorisées par l'intrusion. Ces contextes se retrouvent notamment le long de la Loire, dans le secteur d'Orzilhac.

Dans le cas du contexte 2 (**fig.204.2**), le réseau hydrographique coule directement au sein des matériaux tertiaires. La nette rupture de pente en bas de versant (vraisemblablement liée à la vague d'érosion pléistocène) crée une discontinuité dans le profil du versant (a). Les bas de versants sont en situation de déséquilibres et soumis à des glissements translationnels rétrogressifs ou à des formes de déformations de type fluage (a). Dans ce contexte, un changement de forçage climatique peut renforcer l'instabilité en augmentant l'incision du bas de versant et en augmentant les pressions interstitielles. Ce contexte géomorphologique est sensible et réactif au moindre changement de forçage, d'autant plus s'il est situé sur les Marnes et Calcaires de Ronzon. Cette situation est caractéristique de la partie aval de la Laussonne.

Le contexte 3 (**fig.204.3**) présente des versants développés dans un contexte isolé des axes hydrographiques principaux. Aucune incision n'est constatée et les versants s'étirent en de longs glacis topographiques peu propices au développement d'instabilités. Tant que le changement climatique n'induit pas une modification radicale du style fluvial favorisant une importante érosion latérale, ce type de contexte est relativement résistant. Dans le cas contraire, une évolution vers le type 2 est envisageable (cas d'un changement climatique radical induisant une forte incision) et avec elle, une instabilité chronique des bas de versant.

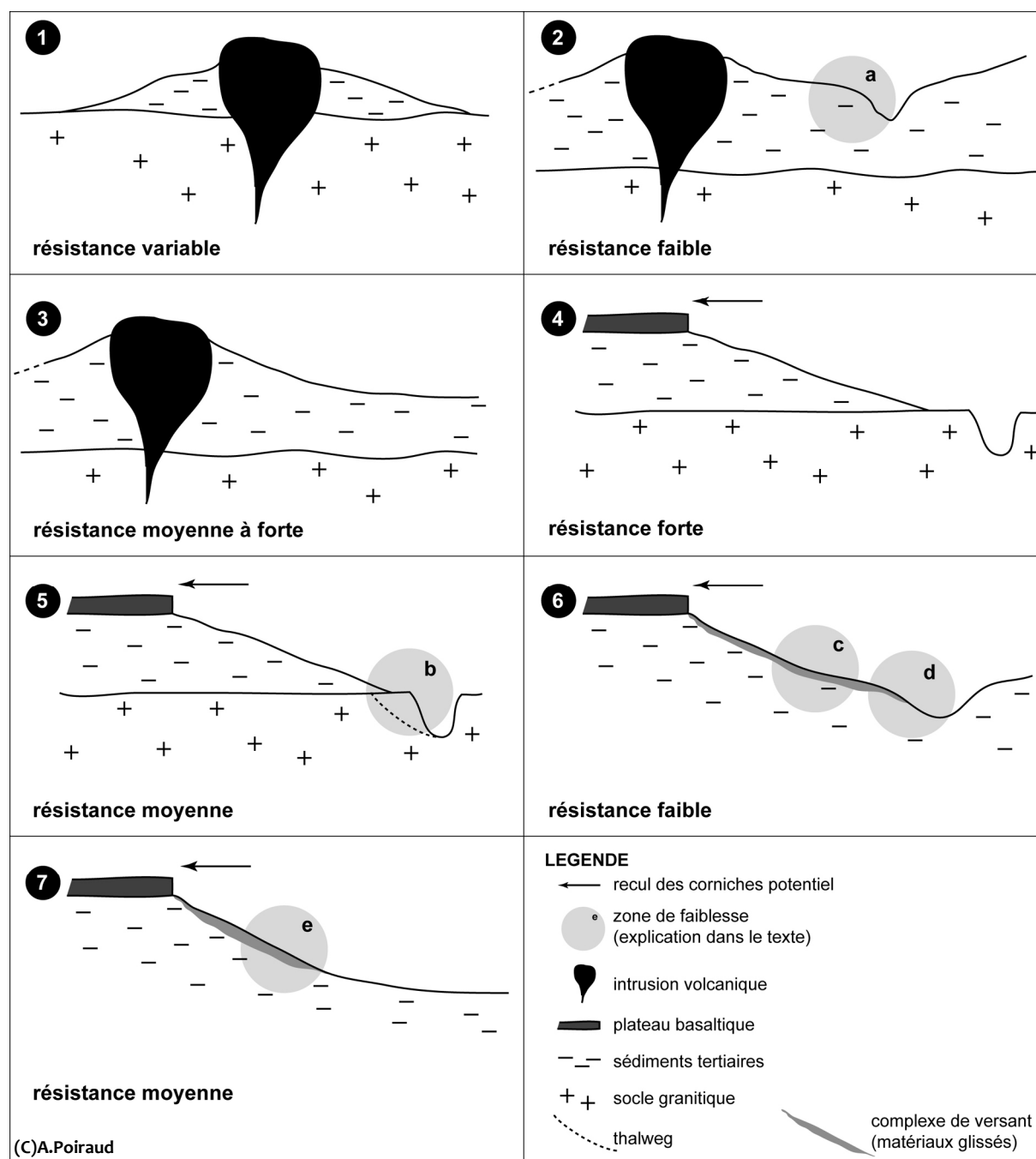


Figure 204 – Contextes géomorphologiques et niveau de résistance géomorphologique associé au changement du forçage climatique

Le cas du contexte 4 (**fig.204.4**) est le type III décrit dans le §6.1.2.1. Nous sommes dans le cas d'un versant chapeauté par une coulée basaltique, développé dans les formations sédimentaires et verrouillé en aval par une « marche » dans le socle. Ces versants sont complètement déconnectés des dynamiques fluviales et sont souvent à l'état d'héritage. Hormis si leur pente est supérieure à la pente d'équilibre des matériaux, ces versants sont particulièrement résistants au changement de forçage climatique. On peut imaginer la présence de phénomènes pelliculaires de type solifluxion ou plus profonds de type fluage en cas de péjoration climatique (augmentation du bilan hydrique) mais on ne peut guère envisager l'activation de mouvements de masse d'ampleur. Ce type de versant caractérise la partie aval de la Gazeille, les bordures de l'Aubépin ou la Laussonne dans sa partie entre Laussonne et Moulines (traversée d'un panneau de socle basculé).

Le contexte 5 (**fig.204.5**) répond aux mêmes particularités que le contexte précédent hormis que la base des formations sédimentaires est entaillée par le prolongement de thalwegs incisant le socle et assurant une connexion avec le cours d'eau principal. La concentration des flux vers le thalweg et le raidissement des pentes à proximité de sa tête, favorisent les instabilités dans le prolongement de l'axe des thalwegs. La transmissivité des variations de la dynamique fluviale vers le bas du versant étant conservée, ce contexte reste sensible aux changements climatiques. Les phénomènes de glissements profonds peuvent affecter essentiellement la base du versant (b). Ce contexte est caractéristique du versant des Astiers (§6.1.2.2) ou de certains secteurs de la Gazeille aval.

Le contexte 6 (**fig.204.6**) présente de longs versants directement connectés au réseau fluvial (d) et recouverts d'une épaisse formation de pente (matériaux glissés, c). La capacité d'incision des cours d'eau dans ces matériaux affouillables est grande et la transmissivité le long du versant, importante. Ces versants sont donc très sensibles au moindre changement de forçage et gardent une capacité de réactivation d'anciens glissements profonds. Ces contextes sont caractéristiques du graben du Monastier, du demi-graben de Laussonne, de l'inflexion de socle à Chadron ou encore du secteur aval de la Laussonne, bien que ce modèle y soit perturbé par les nombreuses intrusions et sills volcaniques qui arment localement les versants.

Le contexte 7 (**fig.204.7**) présente de longs versants concaves séparés du réseau fluvial par de longs glacis topographiques. La transmissivité est faible et le déséquilibre potentiel de la base de ces versants implique une vigoureuse incision suivie d'une dissection du glacis qui, si elle est maintenue assez longtemps, peut atteindre la base des formations glissées. Dans un tel cas, la réactivation des anciennes formations glissées affecterait essentiellement le milieu du versant (e). Dans le cas où ces formations sont inexistantes, nous en resterions à des phénomènes pelliculaires. Au vu des dimensions de ces versants, on peut cependant supposer qu'ils possèdent une certaine inertie ce qui maintient leur sensibilité à un niveau moyen.

L'ensemble des contextes 4 à 7 peut évoluer par un recul des corniches. Cette éventualité nécessite alors des conditions climatiques au moins équivalentes à celles du Subboréal (très faible évapotranspiration, humidité relative, voir §6.3). Les contextes 1 à 3 peuvent également évoluer par désagrégation des bordures du neck (éboulisation) ou par rupture de flancs (cas du suc de Montchamp) sous des conditions climatiques équivalentes (Subboréal au moins).

Les autres contextes géomorphologiques sont considérés comme peu sensibles au changement de forçage :

- plateaux volcanique, coulées (pente faible),
- plaine alluviale (pente nulle et point bas),
- surface de socle (pente faible et résistance du matériau),
- région cristalline non soumise aux phénomènes dépendants de la mécanique des sols (essentiellement phénomènes dépendants de la mécanique des roches). Ces régions peuvent cependant être soumises à des phénomènes solifluidaux à la faveur de la présence de formations superficielles riches en fines, lesquels peuvent être accentués par une augmentation du bilan hydrique général. Ces phénomènes restent cependant superficiels et ne sont pas pris en compte à l'échelle des contextes géomorphologiques.

8.4.2 Règles de généralisation des contextes géomorphologiques et cartographie de la résistance géomorphologique

La cartographie de ces contextes type passe par une généralisation, réalisée de manière experte, à l'ensemble de la zone d'étude. Afin de guider le travail de cartographie manuelle, nous avons

d'emblée considéré toutes les surfaces ayant une pente $< 5^\circ$ ou ayant une lithologie cristalline comme non sensibles au changement de forçage (ch.5). Ceci permet de cartographier automatiquement les plateaux et mesas basaltiques ainsi que les vallées alluviales et les zones de socle en résistance forte. Nous avons gardé les polygones générés automatiquement uniquement si leur surface est supérieure à 20 000m² (les surfaces inférieures correspondant majoritairement à des replats sur les versants). Les zones de pente $> 20^\circ$ et situées sur des matériaux sédimentaires ont également été extraites et considérées comme sensibles du fait que ces pentes sont largement supérieures aux pentes d'équilibre établies entre 8 et 12° pour les Marnes de Ronzon et les Sables de la Laussonne. Le reste des versants a ensuite été cartographié *à la main*, selon la connaissance du terrain et en s'aidant des contextes type définis (**fig.204**).

La **figure 205** présente le résultat obtenu. Les *knickpoints* principaux surimposés marquent une limite entre des contextes géomorphologiques différents. Nous avons isolé 3 cas nécessitant de plus amples explications.

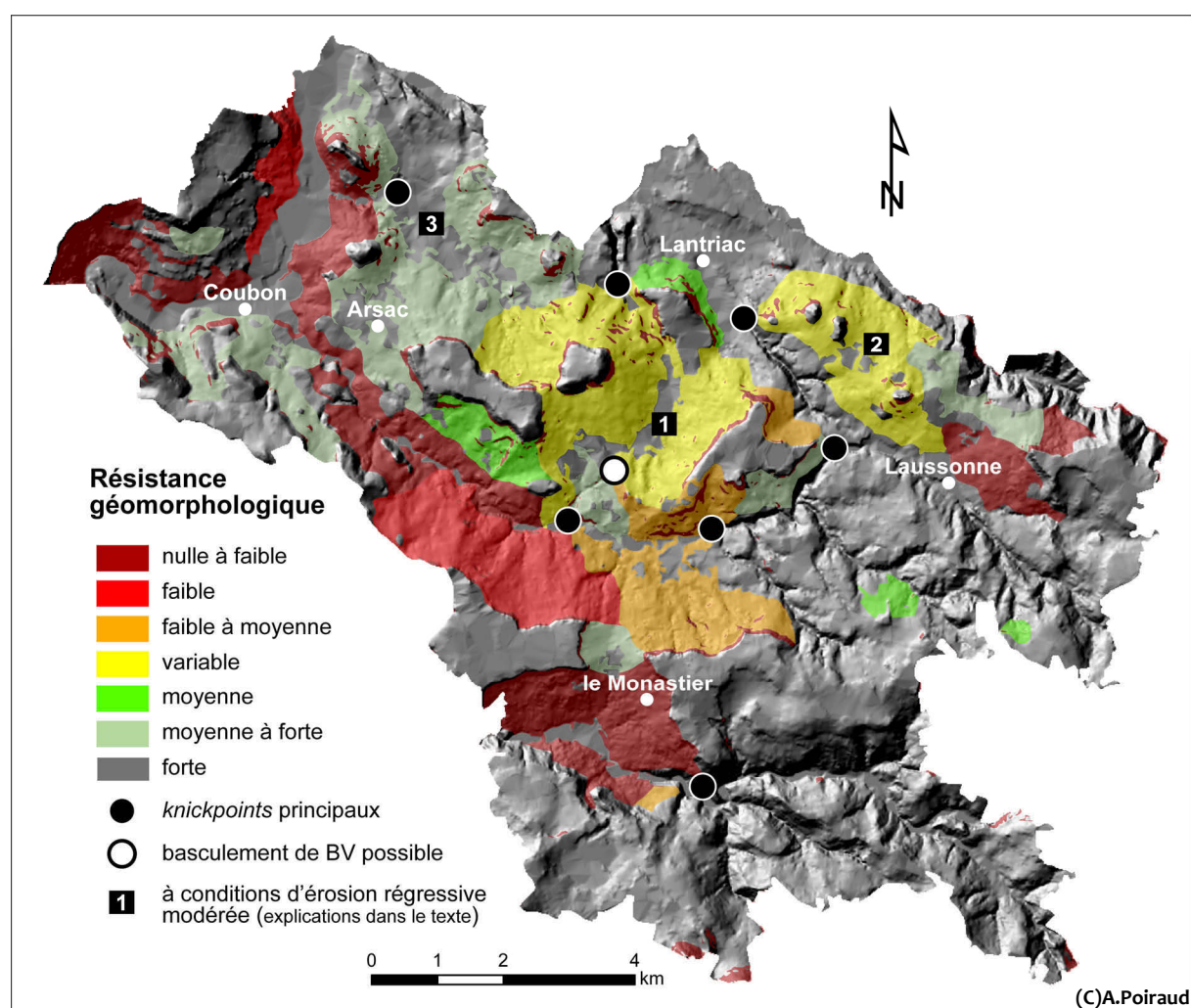


Figure 205 – Proposition de carte des niveaux de résistance géomorphologique (ég. aléa)

Le cas n°1 concerne la vallée de Couteaux. Cette petite vallée est perchée à une petite centaine de mètres au-dessus de la Gagne et actuellement protégée de la dynamique de cette dernière par un *knickpoint* développé dans le socle. Les versants de cette haute vallée sont caractérisés par des petits glaciers topographiques situés en bas de pente qui assurent la connexion avec le ruisseau. Dans ce contexte, les dynamiques de versant sont faibles et impliquent un changement très important des

conditions climatiques pour s'élever dans la gamme d'intensité érosive. Par contre, un changement radical de l'incision engendrée par la Gagne peut entraîner un recul important du *knickpoint* et une reconnexion de cette haute vallée avec le réseau principal. La dénivelée de 100m est suffisante pour entraîner une incision déséquilibrant l'ensemble des versants de cette petite vallée perchée. Il existe également une possibilité de recul important de la tête d'un petit affluent de rive droite de la Laussonne pouvant entraîner un basculement de la tête du bassin versant vers le bassin de la Laussonne. Un tel cas engendrerait un cours d'eau avec une pente plus importante et une réactivation importante des dynamiques de versant dans ce secteur.

Le cas n°2 concerne une suite d'intrusions basaltiques situées sur un accident tectonique SE/NO séparant 2 panneaux de socle. Les versants qui s'y développent s'apparentent au contexte géomorphologique 1. Dans ce cas, la résistance dépend de la présence d'entailles dans le socle qui remontent jusqu'à la base des formations sédimentaires assurant la transmission de l'énergie entre ces versants et le réseau fluvial encaissé.

Enfin, le cas n°3 correspond à un ensemble de versants connectés à un niveau de base local constitué d'une paléoalvéole développée dans le socle. Cette paléoalvéole est connectée au ruisseau de Magnore, affluent de rive droite de la Loire, située 50m plus bas. La Magnore incise vigoureusement les illites tertiaires lors de son passage entre les 2 intrusions basaltiques situées en bordure de la Loire, mais sa tête bute contre le socle et l'incise à peine. Dans le cas d'un changement radical de style fluvial, le recul de la tête du cours d'eau peut entailler vigoureusement le socle et modifier le profil de l'alvéole, entraînant un raidissement de la base des versants et leur déséquilibre.

Dans les 3 cas, le niveau de résistance géomorphologique des versants reste soumis au franchissement d'un seuil dans la quantité d'énergie érosive portée par la dynamique fluviale et par la capacité de transmission de cette dernière aux bas de versant.

Cette carte peut être interprétée comme un niveau d'aléa, les contextes à résistance faible étant ceux les plus sensibles et présentant un aléa potentiel important. Cette carte vaut à l'échelle de variations climatiques de l'ordre de celles rencontrées pendant l'Holocène et exclut tout rôle de la tectonique, laquelle modifierait les niveaux de base relatifs et rendrait ce schéma inopérant (condition précisée au début de ce titre).

Conclusions du Chapitre 8

Le travail de modélisation réalisé dans ce chapitre est ambivalent.

D'un côté, le travail combinatoire pour la cartographie de la susceptibilité aboutit à un résultat intéressant. La combinaison des meilleurs modèles pour chacune des 5 méthodes statistiques et semi-expertes permet de produire une carte de susceptibilité doublée d'une carte de certitude sur le niveau de susceptibilité affiché. Cette combinaison permet de lisser les insuffisances de chacune des méthodes et de quantifier la répétabilité du niveau de susceptibilité de chaque pixel en fonction des 5 méthodes. Cette procédure apporte une certaine robustesse à la carte de susceptibilité et offre l'information de certitude du classement, ce qui permet de pointer les zones nécessitant de plus amples investigations.

Au sein de ce travail sur la susceptibilité, nous avons montré l'efficacité de la variable intégrée *matériau* par rapport à l'utilisation des variables *formations superficielles* et *géologie*. Cependant, le caractère très informatif de cette variable intégrée induit une augmentation de l'association avec d'autres variables, ce qui amène à la violation des règles d'indépendance conditionnelle pour les modèles bivariés. Si le « lissage » de la méthode combinatoire permet de dépasser cette limitation, il n'en demeure pas moins qu'un travail nécessaire sur la combinaison d'autres variables est incontournable. Les très bonnes performances de reconnaissance des zones fluées par les modèles de type UCU (variable intégrée). Malgré des capacités de généralisation insuffisante, il n'en demeure pas moins que le travail réalisé directement à partir d'unité de conditions analogues, intégrant l'ensemble des facteurs et de leurs interactions, nous semble intéressant.

L'utilisation de l'indice ROC est très utile pour juger de la performance des modèles mais se révèle parfois insuffisant, le contrôle « expert » des cartes produites permettant de relativiser cet indice et d'enrichir le jugement.

D'un autre côté, la modélisation de l'aléa reste plus délicate, car sous-tendue par une série d'hypothèses entourées d'un halo d'incertitudes. Les 3 modèles obtenus sont très différents et le choix d'un modèle, malgré des justifications scientifiques, reste empreint d'arbitraire. La voie des modèles probabilistes suppose de mieux comprendre le lien entre les processus hydrologiques et les glissements d'une part et d'affiner les prédictions climatiques à 50 ans au niveau du patron météorologique d'autre part. La voie des modèles déterministes est intéressante, mais fut limitée lors de cette étude par l'insuffisance de données géotechniques et l'absence de données hydrogéologiques. L'emploi d'un modèle peu adapté aux phénomènes modélisés, même s'il donne quelques indications intéressantes, ne peut pas fournir une carte d'aléa acceptable. Le modèle probabiliste basé sur les hypothèses de surface instable future est également délicat d'emploi eu égard aux grandes variations de classement dans la classe de forte susceptibilité et de sa sensibilité aux hypothèses initiales. Basé sur le modèle de susceptibilité et sur le calcul des temps de retour d'un phénomène moteur, l'utilisation du modèle *d'Aléa_climat* nous paraît le plus robuste malgré ses imperfections concernant les phénomènes moteurs.

Ces considérations sont pour nous les limites de ces modèles numériques.

Une quatrième voie de modélisation experte de l'aléa est proposée et tente de tirer parti des connaissances acquises sur les hyperfacteurs. Ces connaissances sont synthétisées en contexte géomorphologique type caractérisé par un niveau de résistance géomorphologique, lequel est ensuite généralisé cartographiquement sur la zone d'étude. Bien que moins précise, cette carte n'en demeure pas moins robuste et permet de pallier les incertitudes liées à l'utilisation de modèles

quantitatifs impliquant l'entrée de nombreuses données numériques. L'approche par les formes de versant et la lithostructure (approche que l'on pourrait qualifier de morpholithostructurale) permet ainsi de caractériser le niveau de résistance aux changements de forçages climatiques et prédire la sensibilité des versants dans un contexte climatique changeant.



CHAPITRE 9 – TRANSFERT DE LA RECHERCHE VERS LA SOCIÉTÉ CIVILE ET ESTIMATION DU RISQUE

Les 8 chapitres précédents portaient essentiellement sur des aspects fondamentaux (description et compréhension des phénomènes, modélisation). Ce neuvième et dernier chapitre se positionne entre la recherche et la société civile et tente de dresser un pont vers l'application. Il reste très prospectif.

Les espaces périphériques de l'agglomération ponctuelle sont soumis à de profondes mutations démographiques et urbaines depuis une quarantaine d'années qui imposent aux élus des communes concernées d'importantes remises en cause en matière d'urbanisme. Le risque « mouvement de terrain » devient pour certains d'entre eux une donnée non négligeable qu'ils ont parfois du mal à appréhender pleinement (9.1). Dans ce contexte, et pour répondre à une demande perceptible des élus, une boîte à outils est proposée afin d'aider les décideurs à s'approprier les cartes d'aléa informatives et la problématique « glissement de terrain ». Un essai de médiation scientifique et de sensibilisation auprès de la population est également testé dans le cadre d'un cycle de conférences portant sur ces territoires du sud-est du bassin du Puy (9.2).

Pour terminer ce chapitre, une réflexion est proposée sur la pertinence de l'utilisation des documents d'urbanisme pour la précartographie de la vulnérabilité. À partir de l'exemple d'un PLU, nous tentons une conversion de la carte de zonage vers une carte heuristique de vulnérabilité globale aux glissements de terrain et finalement, proposons une carte de risque utilisable par les élus (9.3).

9.1 Mutations urbaines, politiques d'aménagement et PPR dans le bassin du Puy et ses marges sud-est

L'évolution démographique du bassin du Puy depuis les années 50 ainsi que les changements de mode de vie imposent de nouvelles données urbaines qu'il convient de comprendre afin de bien appréhender l'importance du risque « glissement de terrain ».

9.1.1. Évolution démographique du bassin depuis le milieu du 20^e siècle et formes de développement urbain

L'ensemble des données utilisées et rapports collectés afin de réaliser cette petite étude démographique provient des sources INSEE (www.insee.fr) (fig.206).

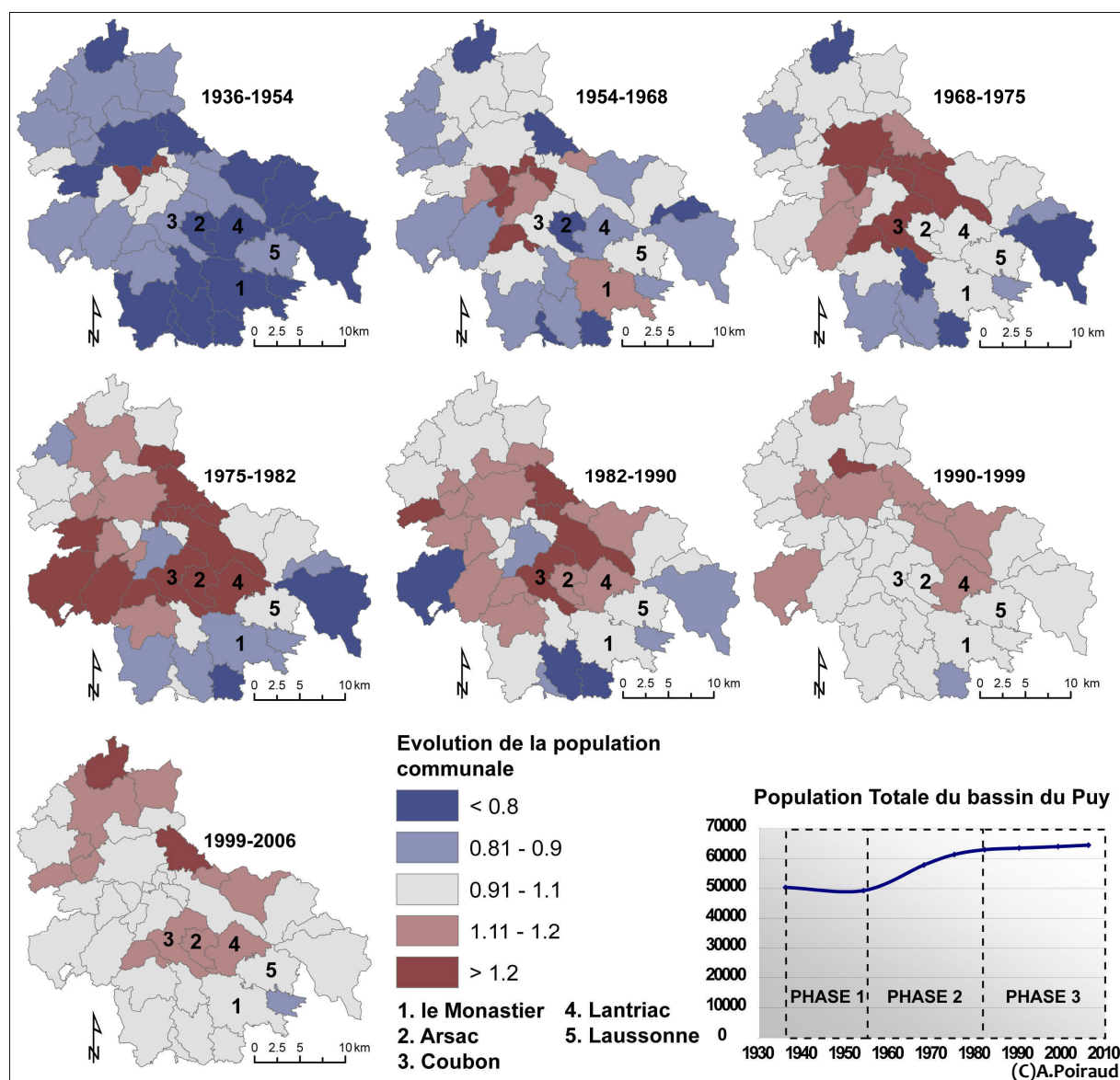


Figure 206 – Évolution démographique communale de 1936 à 2006 sur les communes du bassin du Puy-en-Velay (réalisé à partir des données INSEE)

La démographie du bassin du Puy a connu une forte baisse au début du 20^e et ce, jusqu'au milieu des années 50 (**Phase 1**). Cet état de fait trouve ses sources d'une part dans la saignée démographique causée par la 1^{ère} guerre mondiale, et d'autre part dans l'exode rural massif qu'a connu l'ensemble des zones de montagnes et moyennes montagnes françaises. Sur cette période, les espaces ruraux du bassin du Puy accusent une baisse persistante, notamment la frange sud-est du bassin constitué des hauts plateaux vellaves, territoires à faible densité et essentiellement ruraux. On remarque cependant une hausse démographique des communes périphériques du Puy, au nord-ouest (Espaly, Chadrac, Aiguilhle, concentration des industries).

Une **seconde phase** du milieu des années 50 au début des années 80, est marquée par une forte croissance démographique du bassin et des logiques de périurbanisation des 1^{ères} couronnes (1960-1975) et des secondes couronnes (1975-1982). Cette forte colonisation des espaces périphériques au centre urbain du Puy s'est faite essentiellement par le biais de structures pavillonnaires (lotissements) ou d'ensembles collectifs pour les communes de la 1^{ère} couronne et de structures pavillonnaires ou de villas pour la seconde couronne. Une commune comme Coubon a vu sa population plus que doubler entre 1954 et 1982 (1020 à 2600 habitants). C'est à cette époque qu'est établie la carte Zermos pour la commune du Puy-en-Velay et ses périphéries. C'est également dans ce contexte de pression foncière et urbaine croissante que la crue de la Loire de 1980 a eu lieu, causant la mort de 8 personnes.

Les années 80 (**Phase 3**) connaissent un net ralentissement de la croissance démographique globale, mais un maintien de la périurbanisation des communes de la 2^{nde} couronne avec une extension qui pousse parfois vers des communes éloignées et hors de l'agglomération à proprement parler (Lantriac, Solignac, etc.). Depuis les années 90, la dynamique démographique se ralentit nettement et se répartit de manière plus homogène sur l'ensemble du bassin. Les formes d'habitat collectif ou pavillonnaire sont délaissées au profit d'un modèle résidentiel extensif (maison individuelle avec terrain).

Dans le bassin du Puy, lors des deux dernières décennies, la dynamique centrifuge se confirme avec des migrations relevées d'habitants de la 1^{ère} couronne vers les 2^{nde} et 3^{ème} couronnes (**fig.207**). Le profil de ces nouveaux habitants est majoritairement celui de « propriétaires » faisant construire.

Cette nouvelle forme d'extension urbaine est plus diffuse, mais implique de profondes mutations urbaines et foncières. En effet, cette forme urbaine est consommatrice d'espace (2000m²/maison en moyenne en Haute-Loire) et diffuse sur le territoire communal (souvent hors des bourgs, voire en rase campagne). À l'échelle de la Haute-Loire, cette forme consomme plus de 200 ha/an de foncier (hors foncier induit comme les réseaux, etc.). À l'échelle du bassin, près de 20ha/an sont consommés pour la construction nouvelle, dont près de 40% pour la construction individuelle. Si les constructions neuves prennent la forme de rénovation urbaine au sein des communes du Puy et 1^{ère} couronne (logements collectifs, densification urbaine), les communes des secondes et troisièmes couronnes continuent sur l'élan des années 90 avec le développement de forme d'habitat individuel pur ou groupé (**fig.208**). L'extension urbaine se confirme vers l'est et le sud-est (bassins annexes) et un peu au nord (extension du bassin du Puy) tandis que les communes de l'ouest restent peu attractives (plateau du Devès).

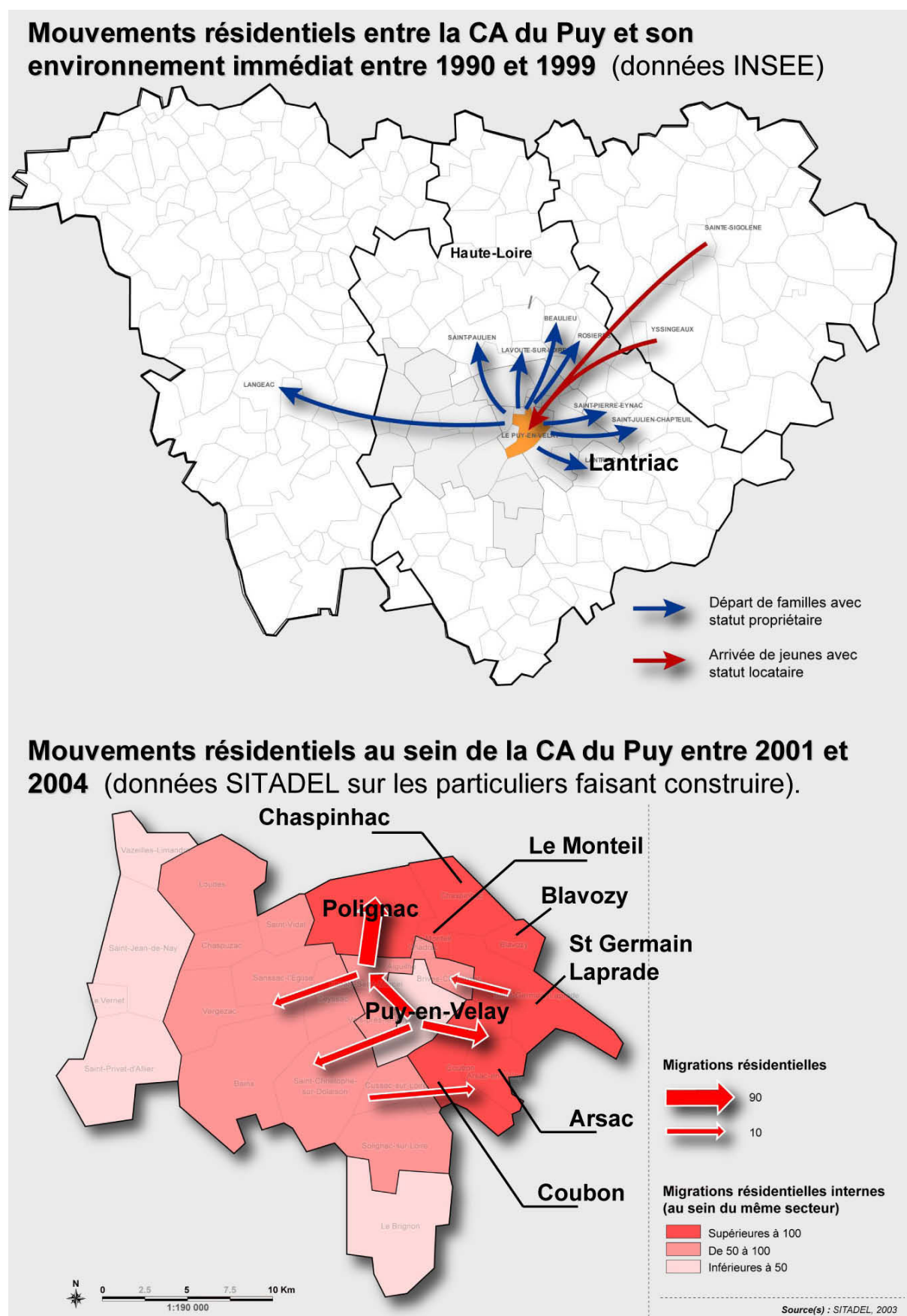


Figure 207 – Migrations résidentielles CA/extérieur et intraCA sur la décennie 1990/1999 et depuis le début des années 2000. Sources : http://www.auvergne.equipement.gouv.fr/IMG/pdf/presentation_foncieracadie20072_1_cle0114e5.pdf

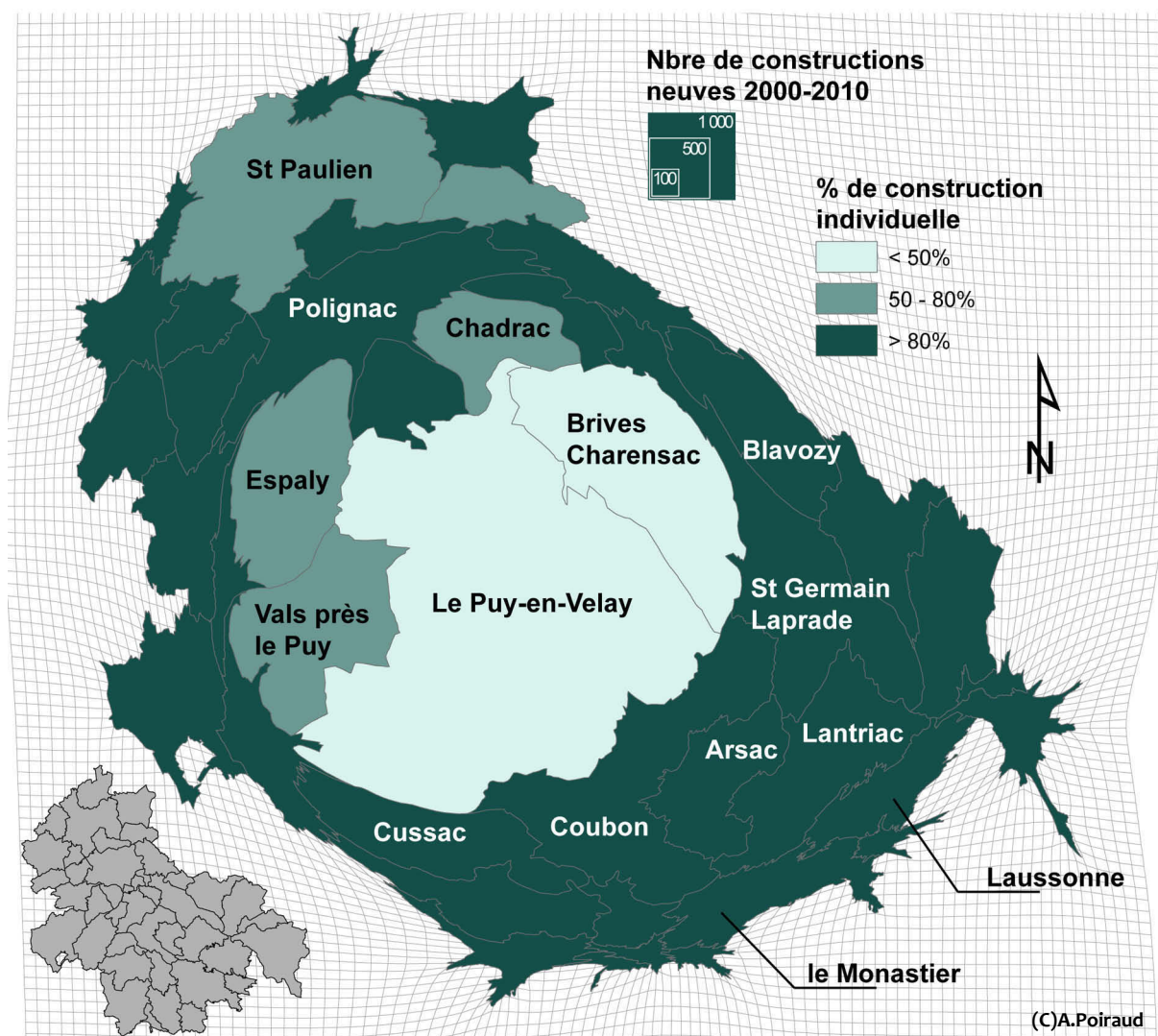


Figure 208 – Constructions nouvelles sur la période 2000/2010 en anamorphose et part de la construction individuelle dans le total des constructions neuves sur la même période (plage de couleur). Réalisé à partir des données issues de la base SITADEL

De 2000 à 2010, ce sont près de 180ha de terrain qui ont été cédé au profit de la construction nouvelle, soit 0.2% de la surface du bassin. Les communes du Puy-en-Velay et la première couronne sont largement contributrices avec une part de construction nouvelle prenant plus de 0.5% des surfaces communales (rénovation urbaine). Par contre, les communes de la seconde couronne située au sud-est et à l'est connaissent également encore une cession foncière importante (entre 0.1 et 0.5% de la surface communale totale) avec une large majorité au profit de l'habitat individuel (Coubon, Arsac-en-Velay, Lantriac, Le Monastier-sur-Gazeille, Cussac-sur-Loire, St-Germain-Laprade et Blavozy).

Cette nouvelle donne démographique impose aux élus des communes des secondes et troisièmes couronnes d'adapter leur politique d'urbanisme et de penser autrement leur territoire, d'autant plus que cette extension urbaine se calque sur les grandes structures géologiques (bassins et bassins annexes) et affecte des communes à fort niveau de susceptibilité (Coubon, Arsac-en-Velay, Laussonne et le Monastier-sur-Gazeille pour les marges sud-est).

9.1.2. Des élus conscients mais peu préparés...

Afin d'avoir une vision plus détaillée des conséquences des dynamiques démographiques décrites, nous avons mené des entretiens avec les maires ou représentants des 5 communes constituant le bassin de risque du sud-est (Coubon, Arsac, Laussonne, Lantriac et le Monastier).

Ces entretiens se sont déroulés de janvier à mai 2009, sous la forme d'entretiens semi-directifs d'1h30 à 2h. Le canevas d'entretien a été structuré autour de 3 thématiques :

- structure du conseil municipal, dynamique urbaine et politique d'urbanisme,
- connaissance de l'aléa et du risque sur le territoire,
- relations avec les services de l'état et connaissance des outils existants.

Les entretiens ont tous été enregistrés sur magnétophone numérique afin de faciliter le traitement ultérieur et de ne pas « polluer » la discussion avec le ou les intervenants. Une carte de la commune avec un fond 1/25 000 a servi de support aux intervenants afin qu'ils localisent les projets urbains ou les zones qu'ils pressentaient « à risque ».

N'ayant que 5 entretiens, aucune analyse statistique n'a été réalisée et nous avons juste tâché de dégager les points essentiels dans un tableau de synthèse qualitatif, en gardant certaines expressions fortes ou révélatrices prononcées par les interlocuteurs (**annexe 16**).

9.1.2.1. L'organisation interne, le contexte et les politiques urbaines

Les organisations internes sont très diverses et hétérogènes, sans que l'on puisse déterminer un facteur de contrôle apparent. En effet, Coubon possède un service urbanisme structuré (une secrétaire + un technicien + des élus du conseil délégués) afin de gérer l'ensemble des demandes de permis et de suivre la réglementation tandis qu'une commune comme Arsac, soumise à des dynamiques urbaines moindres, mais non négligeables ne possède aucun service, le maire assisté d'un adjoint gérant l'ensemble de la thématique. Cette structure simple se retrouve dans les communes « rurales » de Laussonne et, dans une moindre mesure de Lantriac. Le Monastier possède une structure intermédiaire avec une commission urbanisme/environnement au sein du conseil municipal.

Les dynamiques urbaines sont également très diverses selon les communes bien qu'une tendance à l'urbanisation de la troisième couronne se fasse sentir.

Coubon, après un très fort développement urbain ces 30 dernières années, arrive à un point de saturation. La politique urbaine vise désormais à « boucher les trous » afin d'éviter le mitage urbain et à densifier son centre historique ainsi que les zones déjà fortement construites. Les demandes de permis de construire sont en baisse, mais la politique reste axée sur la construction de maison individuelle. La politique actuelle vise cependant à préserver les zones A (agricole) et N (naturel) du PLU.

La commune du Monastier, plus rurale, est limitée par les terres agricoles qui réduisent de fait l'espace urbanisable. L'objectif est de densifier le centre-ville et d'éviter un trop fort étalement sur le versant. Cependant, les élus reconnaissent un manque de terrains constructibles, la demande étant plus forte que l'offre. Pour le moment, les possibilités d'extension restent donc faibles.

À l'inverse, la commune de Laussonne connaît une forte augmentation de son solde migratoire et s'appuie depuis 2001 sur une politique d'offre de terrain pour l'habitat individuel (surface > 1000m²). Ce développement se structure autour des bourgs centres et des principaux axes routiers afin

d'éviter la multiplication des réseaux (frais pour la commune). De plus, la pression agricole reste suffisamment puissante pour éviter un trop fort mitage urbain.

Lantriac connaît une hausse importante de son solde migratoire et prend quelque peu le relais de Coubon. Ce petit village possède tous les services de proximité nécessaires et jouxte la D15 (le Puy-Valence) mettant ainsi ce bourg à moins de 15 minutes en voiture du Puy-en-Velay. Son développement est essentiellement de type résidentiel avec plusieurs lotissements occupant le petit bassin. La baisse du nombre d'agriculteurs favorise la spéculation foncière. Le PLU actuel limite les possibilités d'extension urbaine, mais ce dernier est actuellement en révision avec un objectif d'augmenter de 10% les potentialités d'urbanisation. La logique reste à l'habitat individuel, mais sur des surfaces réduites afin de densifier quelque peu l'occupation de l'espace.

La commune d'Arsac fait figure de « résistante » malgré sa position stratégique. Malgré la construction de 3 lotissements récents, la politique est à la vente « modérée » de parcelles < 1000m² pour l'habitat individuel (« esprit rural »). Le potentiel d'extension est fort, mais limité par le monument classé de Bouzols et les nombreux bâtiments agricoles (périmètres de protection). De plus, la persistance des « anciens » sur la commune, attachés à leur terre, limite les transactions foncières et freine le rythme de l'urbanisation. Le maintien de l'agriculture (et des terres agricoles) est un objectif affiché et assumé par le maire.

Réglementairement, toutes les communes sont dotées d'un document d'aménagement fixant les règles d'occupation de l'espace. Coubon, le Monastier et Lantriac sont dotés d'un PLU actuellement tous en révision afin d'intégrer des modifications permettant aux conseils de s'adapter à la demande (Lantriac), de réaliser des projets d'infrastructures (le Monastier) ou d'acter une politique urbaine forte (augmentation du coefficient d'occupation des sols pour Coubon). Les communes de Laussonne et Arsac sont quant à elles pourvues d'une carte communale, document plus léger qu'un PLU. Laussonne a préféré la carte communale pour des raisons de simplicité et de coût (la pression foncière ne justifiant encore pas d'aller vers un PLU) tandis que la commune d'Arsac envisage à terme de se séparer de la carte communale et d'opter pour un PLU.

9.1.2.2. Connaissance de l'aléa et du risque sur le territoire

La conscience du niveau d'aléa est là encore très diverse selon les personnes rencontrées et est déconnectée du niveau d'aléa ou de susceptibilité quantifié lors de cette thèse. Les élus de Coubon et du Monastier ont une conscience aiguë et pratique du risque et possèdent une relative bonne connaissance de ce dernier.

Les élus de Coubon sectorisent leur territoire en 2 zones, une « zone en bas » touchée par les inondations et une « zone en haut » touchée par les phénomènes gravitaires, ce qui correspond à une réalité géographique grossière, mais juste. La connaissance des phénomènes gravitaires va jusqu'à la distinction entre les phénomènes rocheux et les phénomènes « terreux ». Par contre, l'épaisseur temporelle des phénomènes est plus mal perçue et plus aléatoire dès que les durées dépassent la vie d'un homme. Actuellement, les décisions concernant les permis de construire sont appuyées sur la carte informative d'aléa du CETE de 1990 sur fond 1/25 000, laquelle présente quelques difficultés d'emploi (échelle trop petite, compréhension superficielle du document).

Le discours de notre interlocuteur au Monastier était assez sûr concernant ces problématiques de risque et d'aléa. La connaissance du terrain est manifeste et les zones indiquées comme sensibles rejoignent celles établies par les modélisations. L'aspect temporel ainsi que les mécanismes moteurs sont également bien appréhendés avec une connexion réalisée entre les épisodes cévenols et les phénomènes gravitaires. Le conseil a déjà été soumis à ces problèmes lors d'un projet de création d'infrastructure refoulée pour des problèmes géotechniques. Les élus sont cependant confrontés aux

divergences avec les demandeurs de permis de construire, certains étant acceptés dans des conditions de susceptibilité forte sous conditions de terrassements adaptés (cas de maison neuve sur le glissement de la Prada). La carte de 1990 est assez peu connue et en tout cas pas utilisée dans les procédures d'urbanisme.

Dans notre travail sur la susceptibilité et l'aléa, la commune de Lantriac est reconnue comme faiblement soumise au risque de glissement de terrain. Comme le dit notre interlocuteur, « c'est pas une commune où y'a grands risques, la terre colle bien, c'est de la glaise ! ». Même si le raisonnement peut être déroutant, la perception du niveau du risque « glissement de terrain » est en accord avec nos constatations. Hormis le risque inondation reconnu aux Pandraux (entrée de la Gagne dans la partie en horst, rétrécissement de la bande active), les risques naturels et particulièrement les risques gravitaires sont reconnus comme « inexistants » sur la commune. En conséquence, cette question n'intervient pas dans les procédures d'urbanisme.

Les comportements vis-à-vis de cette problématique sont plus délicats à cerner sur la commune d'Arsac. Notre interlocuteur fait preuve d'une bonne connaissance des zones instables ainsi que des différences de cinétique entre les glissements lents et rapides. Il reconnaît l'absurdité de certaines constructions en zone dangereuse, mais ne remet pas en cause la procédure d'octroi de ces permis. L'arrivée « massive » de nouveaux habitants non natifs de la commune et voulant « accéder à leur rêve (maison) à pas cher » induit des comportements irraisonnés (achat d'un terrain à des prix abordables mais en situation limite). Dans la procédure d'octroi des permis de construire, le maire joue essentiellement un rôle informatif (montre la carte de 1990) mais n'impose jamais d'études géotechniques complémentaires dans une zone classée à aléa moyen. Comme pour la commune du Monastier, les élus sont tiraillés entre leur conscience de l'aléa et les demandes parfois insistantes des nouveaux arrivants. Malgré ce discours, nous restons cependant surpris de l'autorisation donnée pour la réalisation du second terrain de foot dans une zone reconnue comme dangereuse et qui s'est soldée par un important glissement de terrain à l'automne 2008. Il existe en effet des paradoxes entre la connaissance affichée du risque et les actions menées en terme d'aménagement.

Enfin, la commune de Laussonne a un comportement plus lisible de négation du risque. Si le risque inondation est bien perçu (car vécu assez fréquemment), les risques gravitaires sont négligés. La mémoire collective est très vague sur cet aléa et notre interlocuteur peu sensibilisé à ces phénomènes. L'absence de documents relatifs à cet aléa (la commune est en dehors du périmètre de la carte de 1990 pour des raisons de découpage administratif) justifie pour notre interlocuteur l'absence de risque. De fait, cet aléa n'est pas pris en compte dans les procédures ou les politiques touchant à l'urbanisme et à l'aménagement. Ce comportement négationniste a d'ailleurs été confirmé par le refus du maire de Laussonne d'accueillir l'exposition tournante, à destination du grand public, portant sur les glissements de terrain (titre 9.2).

Les élus des communes concernées par les phénomènes d'instabilité gravitaire et soumises à une pression urbaine ont généralement une bonne connaissance des zones « à risque » (Coubon, le Monastier et Arsac). Dans leur esprit, le croisement entre la possibilité d'occurrence du phénomène et les enjeux se fait automatiquement et la carte exprimant leur perception de l'aléa ressemble finalement à une carte de risque (**fig.209**). Par contre, la négation de ces phénomènes gravitaires par la commune de Laussonne est prégnante avec l'indication d'une zone perçue comme à risque à un endroit où des travaux de réfection routière suite à un effondrement de talus routier avaient été réalisés quelques années auparavant. Le décalage de la perception qu'a notre interlocuteur des « risques » gravitaires sur son territoire avec la carte de susceptibilité proposée dans cette thèse est flagrant.

La commune de Lantriac n'a indiqué aucun endroit susceptible aux phénomènes gravitaires. La zone que nous avons reconnue comme étant de forte susceptibilité sur cette commune est située au sud,

côté bassin versant de la Laussonne et perçue par notre interlocuteur comme étant une périphérie lointaine et marginale du territoire communal (« ...située de l'autre côté »).

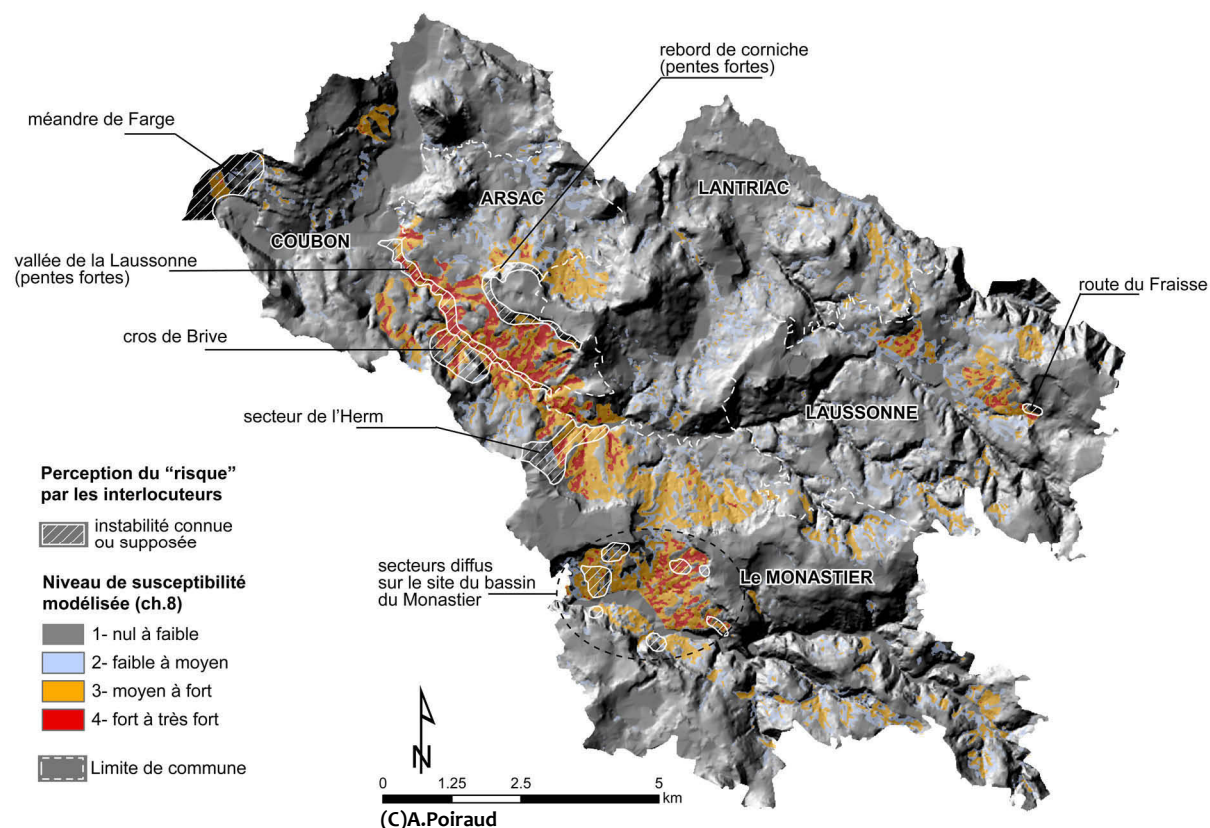


Figure 209 - Perception du niveau d'aléa ou de risque gravitaire par les élus sur le territoire communal (comparaison avec la susceptibilité à la solifluxion et au fluage)

9.1.2.3. Connaissance des outils existants et relation avec les services de l'état

Hormis Coubon et Laussonne qui sont dotées d'un PPR inondation, aucune des 5 communes constituant le bassin de risque « Laussonne/Gazeille » n'est pourvue d'un PPR mouvement de terrain.

Coubon est la commune la plus engagée dans la gestion du risque, notamment via le risque inondation. Dotée d'un PPRi, elle a produit un PCS (Plan Communal de Sauvegarde) et un DICRIM (Document d'Information Communal sur les Risques Majeurs). Elle travaille beaucoup avec les services de l'état (anciennement DDE, CETE, BRGM) ou les organisations mixtes (SICALA, Syndicat Inter Communal d'Aménagement de la Loire et de ses Affluents). Le problème des responsabilités entre élus et services de l'état reste toutefois flou.

Les communes de Lantriac et Arsac ont une connaissance quasiment nulle des documents d'information concernant le risque (pas de PCS). Cette question de la prise en compte du risque est laissée aux services de l'état, la responsabilité étant alors reportée sur ces derniers. Si Lantriac n'interroge pas du tout cet aspect de l'aménagement du territoire, le maire d'Arsac reste surpris de l'absence de documents sur le risque pour sa commune (même s'il existe la carte de 1990 ou le DDRM).

La commune de Laussonne connaît et utilise les différents outils de sensibilisation au risque inondation, mais s'interroge sur son classement comme commune à risque relativement aux

mouvements de terrain dans le DDRM. Là encore, en matière d'urbanisme, les élus se reposent sur les services techniques et instructeurs de l'état pour les décisions.

Enfin, uniquement dotée d'un PCS, la commune du Monastier pratique peu les documents relatifs à la gestion et à la prévention du risque. Un PPR mouvement de terrain ou inondation est envisagé, mais pas sous la mandature actuelle. Les relations avec les services de l'état semblent distendues comme en témoigne cette expression lâchée : « on se sent un peu seul ».

Globalement la connaissance des territoires est correcte et la perception de l'aléa bon, mais la confrontation de cette connaissance avec les enjeux et la demande extérieure pousse parfois les élus à des comportements paradoxaux. Hormis Coubon et Lantriac (dans une moindre mesure) qui s'inscrivent dans une politique de maîtrise de l'urbanisme, les autres communes du bassin de risque subissent plus qu'elles ne contrôlent réellement leur développement urbain. La question des risques n'y est pas prioritaire et la confusion des responsabilités portées par chaque entité de la chaîne procédurale amène les élus à se dégager en partie sur les services techniques de l'état (anciennement DDE, désormais DDT et DREAL). La carte informative de 1990 est utilisée de manière plus ou moins aléatoire selon les cas et, hormis Coubon, peu de communes se sont réellement approprié l'outil et l'ont intégré dans leur procédure de demande de permis de construire.

9.1.3. Une répartition paradoxale des PPR mouvements de terrain prescrits

Au niveau de l'état, les services préfectoraux départementaux prescrivent les PPR sur l'ensemble du département. Le DDRM, document informatif, ainsi que les bases de données du CETE et du BRGM peuvent servir de base technique pour orienter le choix des communes devant faire l'objet d'une procédure PPR.

Sur les 4 PPR mouvements de terrain existants en Haute-Loire (prescrit ou approuvés), 3 sont situés dans la zone d'étude de la présente thèse (Polignac, Ceyssac et Borne, **fig.210**). Ces 3 PPR mouvements de terrain sont exclusivement axés sur la prévention des mouvements rocheux. Les communes de Ceyssac et Polignac ont leur bourg construit autour de necks palagonitiques, particulièrement instables, ce qui justifie la prescription, *a posteriori*, d'un PPR. Le cas de la commune de Borne est plus opportuniste. Une extension du bourg se prolonge sous une corniche basaltique basse, en bordure de la rivière de la Borne. En février 2006, un pan de la corniche s'est effondré forçant l'évacuation de 2 maisons aujourd'hui abandonnées. Suite à cet événement, la préfecture a prescrit un PPR.

Les services préfectoraux, pour l'instant, ciblent donc les PPR sur les mouvements rocheux, les glissements de terrain n'étant pas du tout pris en compte. Cet état de fait se base certainement sur la priorité faite à la prévention des phénomènes pouvant causer la mort de personnes. Ainsi, les glissements de terrain, considérés comme plus lents et moins mortels, sont-ils peu pris en considération. Il existe alors une divergence entre les zones reconnues à forte densité de glissements de terrain et les communes soumises à PPR mouvements de terrain.

L'événement du 14 décembre 2008 sur le site du Chambon (commune de Coubon, §2.3.6) a cependant révélé la cinétique rapide et la dangerosité de certains glissements (ici, un glissement rotationnel). La réunion des services du département et des élus autour de cet événement ainsi que les conséquences de ce glissement ont marqué les esprits et restent suffisamment fraîches pour que des interrogations concernant la prévention de ce type de phénomène soient levées (DDT43, réunion du 14 novembre 2011).

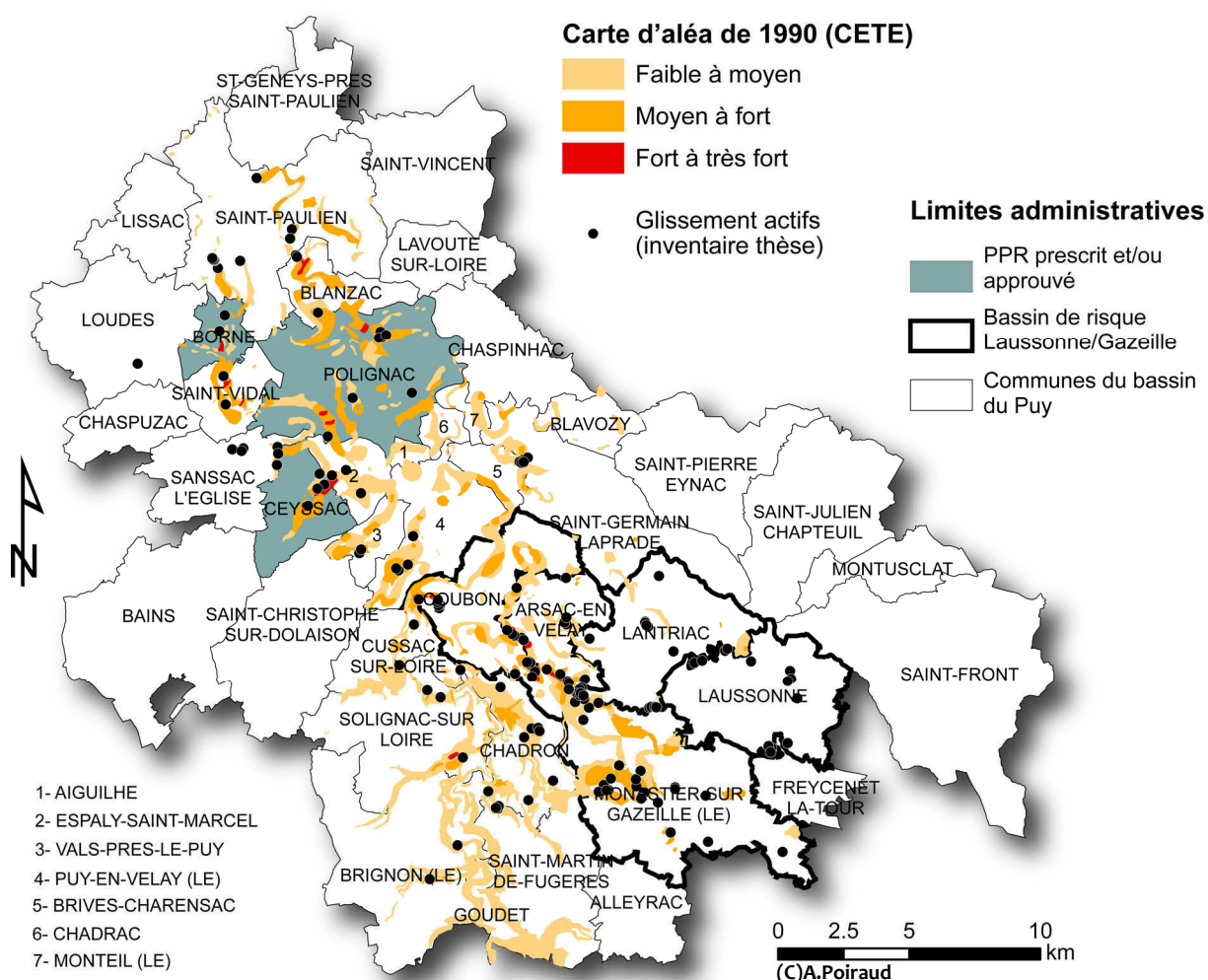


Figure 210 – Carte d'aléa « mouvements de terrain » de 1990 (CETE) superposée à l'inventaire des glissements actifs et PPR prescrits sur le bassin du Puy et ses périphéries

Depuis le début de ce travail de recherche, une discussion sur la production d'une carte d'aléa sur les communes du sud-est du bassin existe entre les organes techniques (DDE actuel DDT et CG43, BRGM, CETE) et les organes décisionnels (préfecture, DREAL). La conclusion de ce travail de thèse permettra peut-être d'apporter des éléments scientifiques afin de clore le débat et d'offrir aux décideurs les éléments nécessaires afin d'asseoir leur choix.

9.2 Propositions d'outils et d'actions de médiation et de sensibilisation au risque glissement de terrain

Les attentes des élus sur ces questions sont variées. Certains n'ont aucune attente (Lantriac) tandis que d'autres sont préoccupés par les conséquences du classement de leur commune comme risquée dans le DDRM sur leur attractivité (Laussonne). Les communes concernées directement par cette problématique (Coubon, le Monastier) sont dans l'attente d'outils, de documents d'information ou d'événements de sensibilisation afin de comprendre et d'expliquer aux demandeurs de permis la teneur de leur choix. Les élus des 2 communes ont exprimé l'embarras qu'ils ont à expliquer le positionnement des limites de zones et à les justifier auprès des citoyens. Ils sont preneurs de formations, d'actions de communication (plaquette, conférence) ou d'autres outils leur permettant

d'argumenter plus aisément leurs choix d'urbanisme. Il est intéressant de constater que cette demande porte plus sur la justification vis-à-vis des demandeurs de permis que sur la possibilité de planifier à moyen terme.

Les outils et propositions faites n'ont pas pu tous être testés, cette partie arrivant en fin de thèse. De plus, ce travail est potentiellement l'objet d'un contrat avec la préfecture ou le CG43 et ses développements ultérieurs pourraient se faire dans ce cadre contractuel. C'est pour ces raisons que ce titre 9.2 reste très prospectif, expérimental et préliminaire.

9.2.1 Aider les élus à comprendre le risque et à s'approprier les outils fondamentaux

À partir des entretiens avec les élus, nous avons relevé 3 orientations afin de les aider à mieux intégrer le risque glissement de terrain dans leur processus de décision :

- sensibilisation aux phénomènes par leur reconnaissance morphologique,
- connaissance des principaux facteurs de contrôle,
- appropriation de la carte de susceptibilité par l'auto-diagnostic du niveau de susceptibilité à l'aide d'une clé simplifiée.

Si le premier point est traité de manière autonome, les deuxième et troisième points peuvent être envisagés ensemble, l'autodiagnostic faisant appel à l'utilisation de facteurs de contrôle prépondérants.

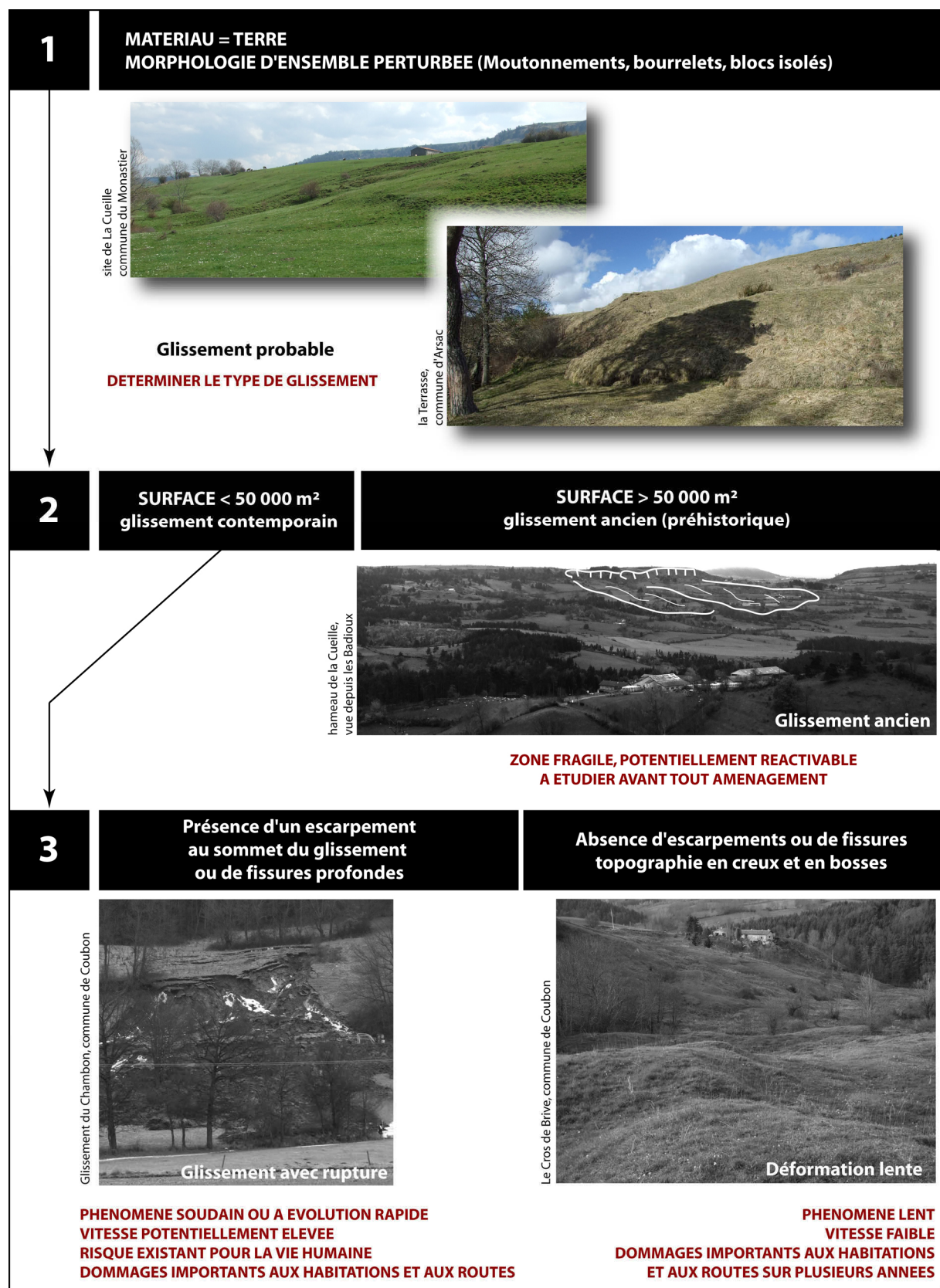
9.2.1.1. Sensibilisation aux phénomènes

Lors de nos entretiens, nous avons relevé un degré de connaissance très divers concernant les phénomènes et leur typologie. La classification la plus fine qu'il nous ait été donné d'apprécier distinguait les mouvements « rocheux » des mouvements « terreux », mais nous n'avons pas perçu de distinction clairement définie dans l'esprit de nos interlocuteurs entre les différents mouvements « terreux » qui constituent l'objet principal des phénomènes gravitaires rencontrés sur le bassin de risque « Laussonne/Gazeille ». Or, cette distinction nous semble fondamentale en terme de conséquences sur les hommes et les infrastructures et de temporalités (coïncidence entre les cinétiques des différents mouvements et les temporalités des projets d'aménagement ou des constructions individuelles). La connaissance d'une typologie simplifiée, mais pratique, des phénomènes permettrait de mieux faire comprendre et entrevoir leurs conséquences possibles.

D'un point de vue mécanique, la différenciation des phénomènes plastiques (rupture et glissements le long d'une surface plane ou courbe, cinétique potentiellement rapide) et des phénomènes viscoplastiques (déformation lente du matériau dans son ensemble) nous semble être la plus pertinente en terme de conséquences humaines et physiques envisageables (§9.3), et la plus facile à apprécier sur le terrain par des non-spécialistes. D'un point de vue temporel, la distinction entre les glissements contemporains et les glissements anciens nous semble également intéressante. Elle offre aux élus une nouvelle vision de leur paysage habité et permet de leur « faire toucher du doigt » son aspect dynamique et mobile dans le temps. De plus, la connaissance sur le territoire communal de ces paléoglissements permet de prendre en compte leur potentiel de réactivation et d'infléchir les choix d'aménagement.

Les résultats du chapitre 3 permettaient de distinguer les glissements actuels des glissements anciens par la taille (surface > 50 000m² pour les glissements anciens, **fig.98**). Ceci constitue une première entrée facile d'utilisation qu'il faut cependant coupler avec des indices concernant la morphologie de surface, notamment l'aspect moutonné des versants et la présence de blocs basaltiques « flottants » (ch.2). La distinction, au sein des glissements actuels, entre mouvements solifluidaux ou avec

rupture, se base sur la présence ou non d'un escarpement sommital, signe morphologique facile à repérer sur le terrain. Au final, 3 types sont retenus auxquels on peut adjoindre des informations pratiques sur les conséquences potentielles ou les précautions à prendre (fig.211).



(C)A.Poiraud

Figure 211 – Proposition de typologie simplifiée des phénomènes « glissements de terrain » à destination des élus

9.2.1.2. Connaissance des facteurs et appropriation des cartes de susceptibilité par l'autodiagnostic du niveau de susceptibilité

La compréhension minimum de l'établissement des cartes informatives d'aléa est une demande forte ressortant des 5 entretiens menés. Dans le cadre de PLU non encadrés par un PPR, la difficulté des élus à justifier la dangerosité ou non d'une zone face à un demandeur de permis de construire est prégnante. Nombre d'entre eux se reposent, à raison, sur les cartes informatives, mais sont dans la difficulté face aux demandes parfois insistantes de justification des limites et ce, d'autant plus lorsque la carte informative est conçue sur un fond 1/25 000 et que le raisonnement se fait à l'échelle cadastrale (1/1000 à 1/5000) ! L'objectif est donc d'apporter aux élus une dose de connaissance experte afin qu'ils soient à l'aise avec la lecture de la carte d'aléa et qu'ils en deviennent les ambassadeurs.

Ce principe est depuis longtemps appliqué dans le milieu de la forêt privée, notamment à l'aide des FOGFOR (FOrmation à la Gestion FOrestiÈre) portés par les CRPF (Centre Régional de la Propriété Forestière) et des catalogues simplifiés de stations forestières et des typologies de peuplement forestier. Ces formations à destination des propriétaires privés visent à apporter les bases techniques pratiques afin de distiller la connaissance forestière et d'encadrer indirectement les pratiques des propriétaires. Organisées autour de journées de formations, elles se structurent souvent en journée d'explications théoriques en salle et journée de pratique sur le terrain.

Dans le cadre de la gestion du risque gravitaire, ce principe et cette approche nous paraissent pertinents, d'autant plus que le renouvellement fréquent des conseils municipaux impose d'encadrer chaque nouvel arrivant afin d'assurer une certaine continuité dans la pratique de l'application du PLU et de la prise en compte des risques naturels. Adaptée des FOGFOR, 1 journée de formation par bassin de risque (relative similarité des conditions géomorphologiques et des dynamiques démographiques) serait proposée aux élus avec une partie théorique (présentation du bassin de risque, des phénomènes, des facteurs de contrôle et des outils pédagogiques) et une partie sur le terrain (utilisation de la typologie simplifiée des phénomènes et des outils d'autodiagnostic de la susceptibilité). De plus, cette journée permettrait aux élus de se connaître et d'échanger sur leurs problématiques et pratiques respectives (formation d'un réseau thématique hors des cadres classiques des intercommunalités existantes).

Deux supports pour l'autodiagnostic sont proposés :

- la carte communale de susceptibilité sur fond cadastral,
- une clé de détermination simplifiée du niveau de susceptibilité.

La clé de détermination simplifiée du niveau de susceptibilité est réalisée à partir des informations obtenues lors des phases de modélisation (ch.8) et en recroisant les 5 facteurs retenus pour la modélisation (matériau, pente, orientation, distance aux thalwegs et courbure de la topographie à échelle moyenne) avec les 4 classes de susceptibilité. Finalement, nous retenons 3 variables représentant plus de 90% de la variance : le matériau, la distance aux thalwegs et la pente.

Le matériau est l'élément le plus discriminant et il n'est pas facile pour un non-spécialiste de le déterminer. Par contre, les contextes géomorphologiques et les zones d'habitation connues permettent indirectement d'approcher le matériau en s'appuyant sur la connaissance locale qu'ont les élus de leur territoire. Nous retenons en première entrée :

- situation sur un plateau volcanique,
- situation en fond de vallée,

- situation selon la zone géomorphologique et d'habitation.

Huit zones ont été définies en fonction d'une certaine homogénéité de la susceptibilité et d'une cohérence géomorphologique (**fig.212**). Les zones peu habitées dans le socle n'ont pas été prises en compte (bassin supérieur de la Gazeille, haute vallée de la Laussonne, secteur de socle du Besset) car de susceptibilité faible et présentant peu d'enjeux dans les politiques d'urbanisme.

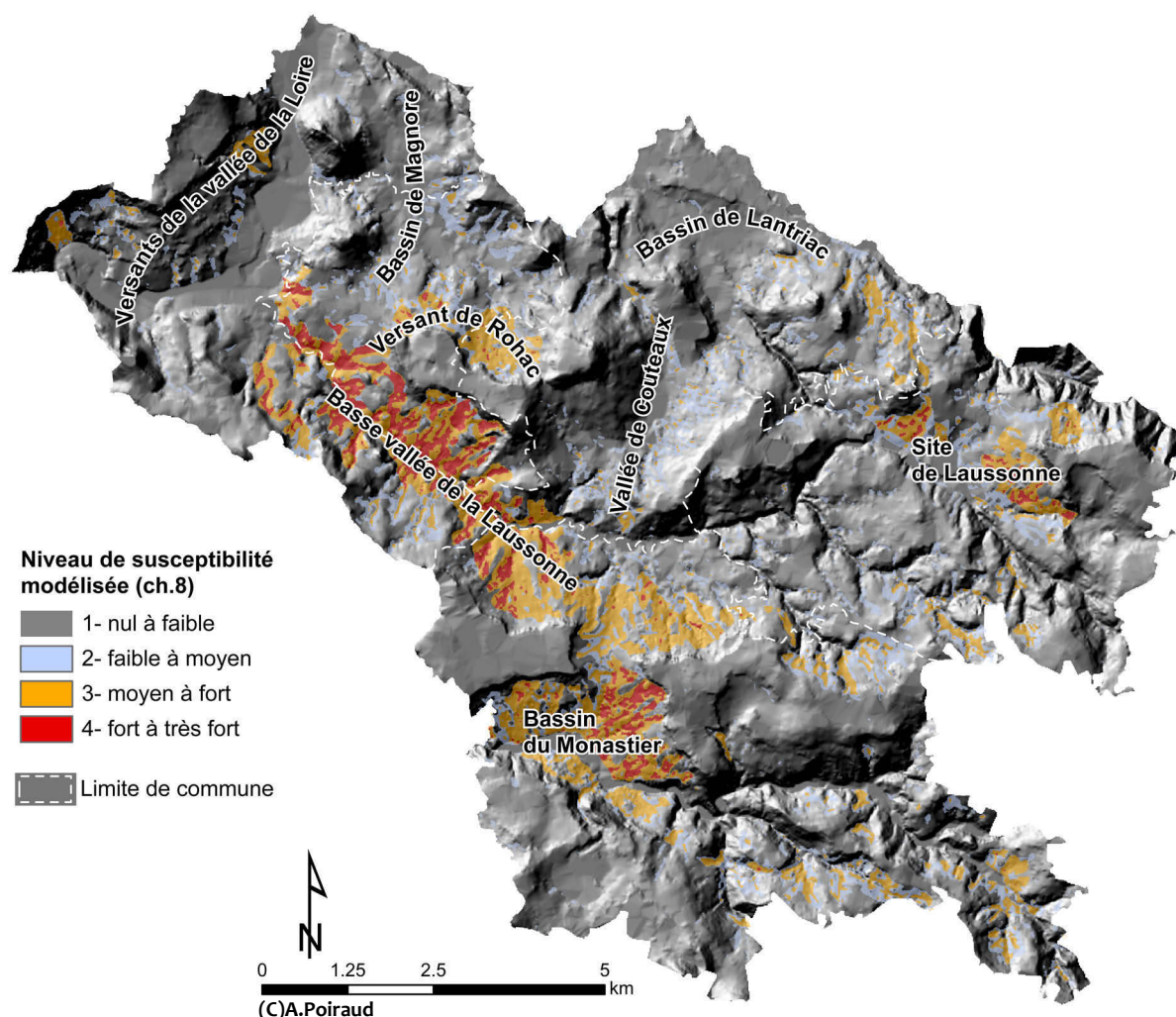


Figure 212 – Zones géomorphologiques et d'habitations définies comme première entrée de la clé de détermination simplifiée du niveau de susceptibilité (phénomènes de solifluxion et fluage)

Pour chacune de ces zones, une discrimination est ensuite proposée en fonction de la distance aux thalwegs et de la pente afin d'arriver au niveau de susceptibilité (**fig.213**).

Bien évidemment, sur le plan de la rigueur scientifique, cette clé aboutie à des différences par rapport à la carte de susceptibilité issue de la modélisation (ch.8) et n'est pas à considérer comme un outil à l'usage des techniciens ou scientifiques. Cependant, son utilisation permet aux élus de s'approprier les réflexes à avoir sur le terrain et d'aborder le cheminement réflexif engagé par l'expert lorsque celui-ci réalise un diagnostic. Par cette pratique, la lecture de la carte de susceptibilité est facilitée tout comme son utilisation et son argumentation face aux demandeurs de permis de construire. Cette clé reste avant tout un support pédagogique et ne supplée pas la carte de susceptibilité informative.

Il est par contre fondamental de bien encadrer ces outils par une journée de formation permettant le contact direct des élus avec l'expert afin qu'il n'y ait pas de mauvaise utilisation ou de mauvaise compréhension de ces outils. La production d'une plaquette seule envoyée aux élus nous semblerait être une grossière erreur, ces outils ne trouvant leur sens que dans le cadre d'une interaction avec l'expert, celui-ci restant à disposition après cette journée de formation (consultant extérieur et ponctuel).

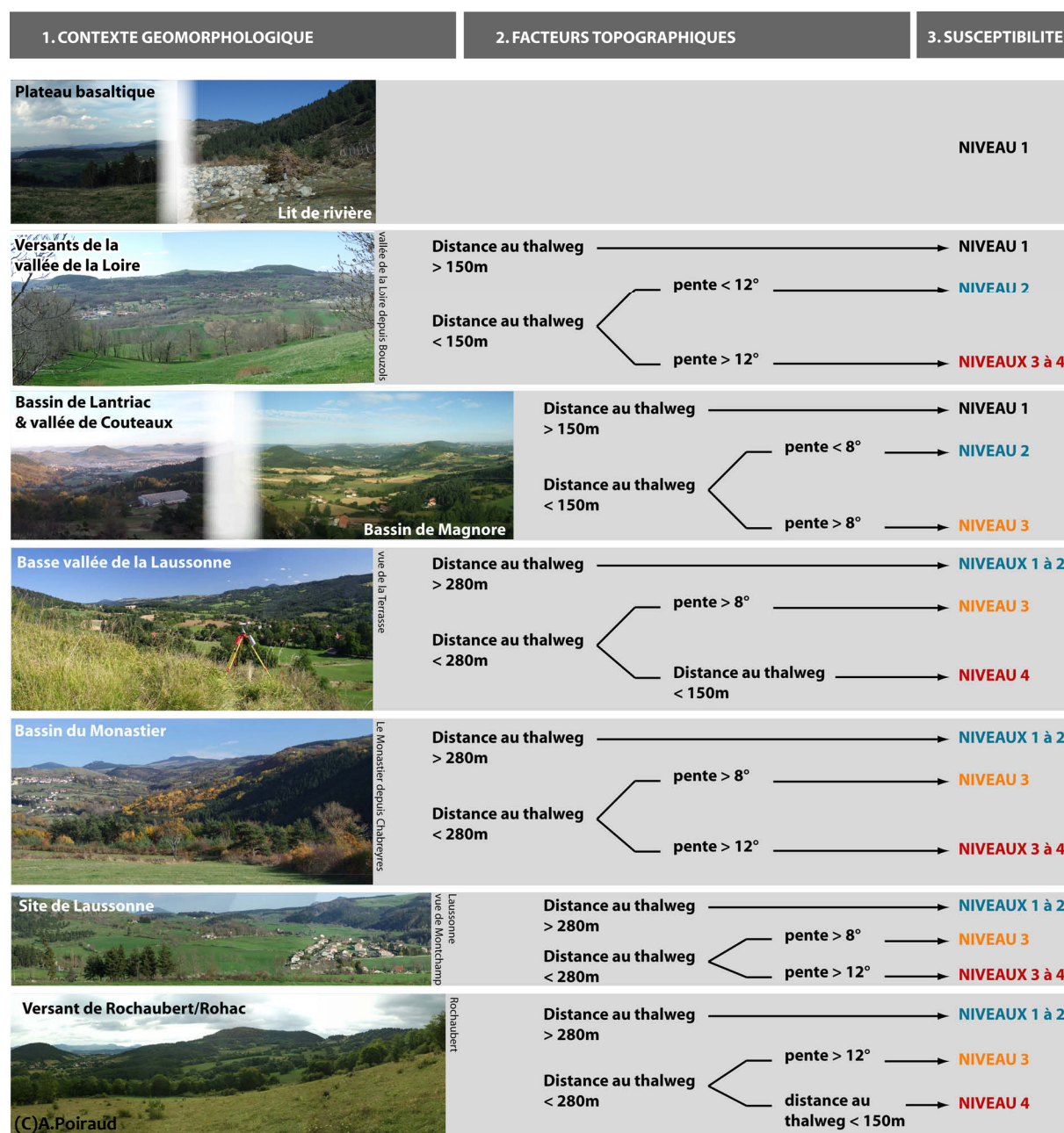


Figure 213 – Clé de détermination simplifiée du niveau de susceptibilité pour le bassin de risque Laussonne/Gazeille et à destination des élus. Niveau de susceptibilité, 1) nul à faible, 2) faible à moyen, 3) moyen à fort, 4) fort à très fort

9.2.2 Sensibiliser et informer la population

Au-delà des élus et décideurs, la population est également une cible privilégiée (notamment la population jeune) et des actions d'éducation et d'information peuvent être entreprises. Cette approche n'est pas nouvelle (Louis, 2008) et trouve désormais son application *via* le web (Maquaire

et al., 2009). Ce volet n'étant pas l'objectif principal de cette thèse, nous ne sommes pas allé jusqu'à ce type d'application. Cependant, durant l'année 2011, une exposition tournante à destination du grand public sur les communes du Pays du Mézenc (incluant une partie des communes du bassin de risque Laussonne/Gazeille) a été montée (cycles de conférences annuels organisés par l'Association des Amis du Mézenc). L'exposition « les paysages du risque : mouvements de terrain en Velay-Vivarais » a été présentée dans 3 communes de mars à août et était composée de 14 panneaux brossant un panorama des connaissances générales et locales de la problématique ainsi qu'un panneau dressant le panorama des institutions en charge de cette problématique (fig.214). L'exposition a été ouverte avec une conférence inaugurale pour le grand public (25 février 2011 - 60 personnes) construite autour d'interventions sur la géologie locale (E. Defive, GEOLAB), la place des glissements dans l'histoire de l'architecture locale (B. Sanial, CERCOR) et la problématique risque et glissement à différentes échelles (A. Poiraud, GEOLAB). Plus de 500 visiteurs ont été dénombrés sur les 15 jours d'exposition estivale.

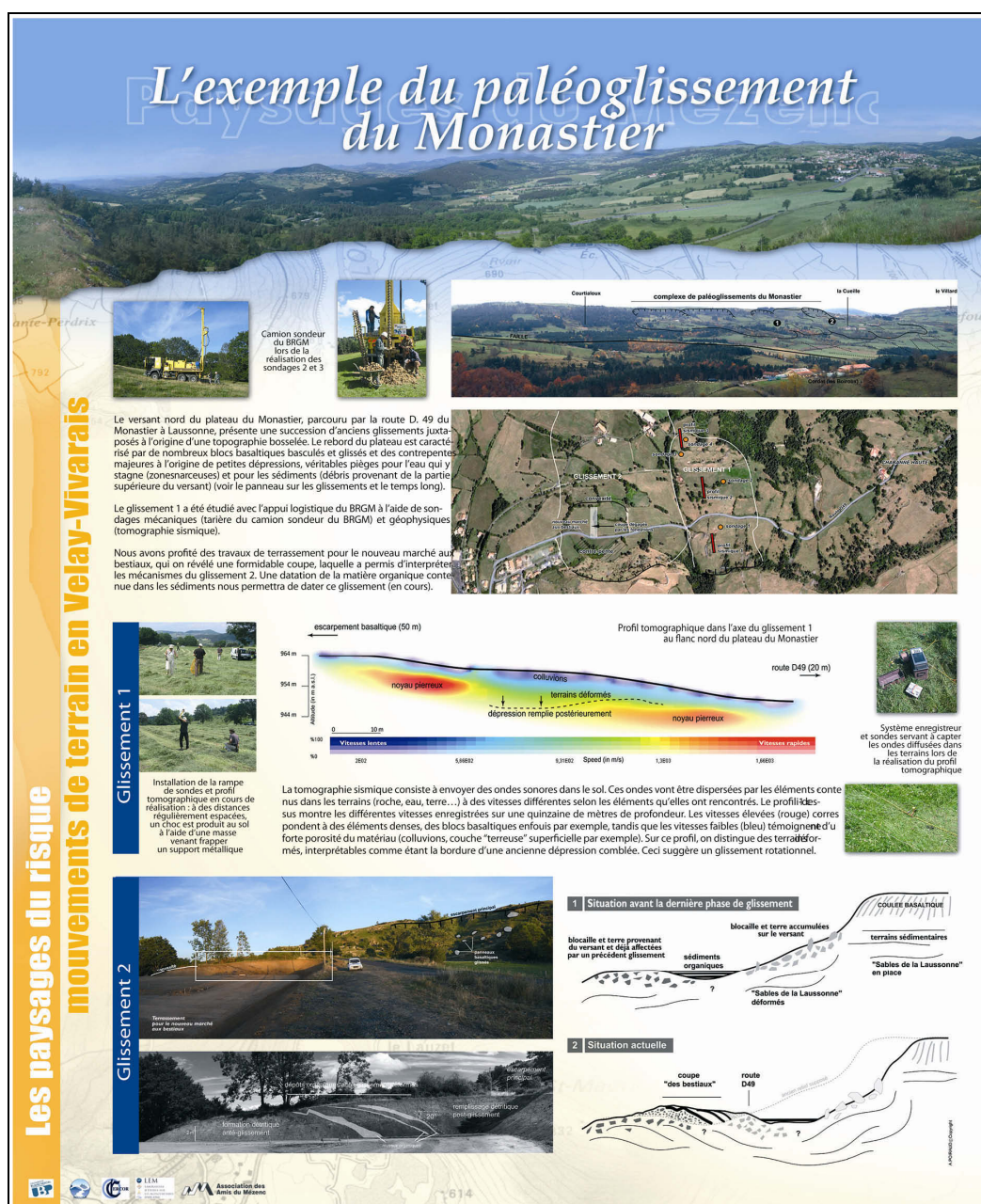


Figure 214 – Exemple de panneau présenté à l'exposition tournante

Les retours reçus par les organisateurs indiquent que la fréquentation de l'exposition fut moindre que les années précédentes à cause du sujet moins porteur et plus ardu. De plus, le public reçu n'est pas toujours local. À l'inverse, la fréquentation de la conférence d'ouverture en soirée a largement dépassé les prévisions et le public était majoritairement local. La conférence a été l'occasion d'ouvrir le débat avec la population et de démystifier quelques idées reçues sur la question. Il semble que ce format de médiation soit plus adapté dans ce contexte rural (soirée conviviale, échange direct) que les expositions (ouverture des musées en journée ou le week-end pas forcément adaptée à une population active). Le développement de ce type de soirée « informelle » sous ce format ou dans un format plus décalé (café-débat) est à réfléchir.

La médiation au niveau des scolaires (collège et lycée) est en cours de réflexion (projet éventuellement soutenable par la préfecture)...

9.3 Le Plan Local d'Urbanisme, une précarte de vulnérabilité...

9.3.1 Rappels bibliographiques succincts

La vulnérabilité vis-à-vis des mouvements de terrain a été étudiée par de nombreux auteurs, notamment concernant sa quantification (Léone *et al.*, 1996 ; Manche, 2000 ; Cardinali *et al.*, 2002 ; Glade, 2003 ; Léone, 2007 ; Kaynia *et al.*, 2008 ; Uzielli *et al.*, 2008 ; Li *et al.*, 2010). Classiquement, les auteurs distinguent la vulnérabilité directe (dommages potentiels aux éléments bâtis) de la vulnérabilité indirecte (coupure de réseau de communications) (Manche, 2000). La vie humaine est plus délicate à intégrer à ces estimations, car il faut considérer l'individu et son environnement proche (à l'intérieur d'une maison, en voiture, à découvert, etc. (Li *et al.*, 2010)).

Les travaux d'évaluation de la vulnérabilité s'appuient généralement sur la création d'indices de vulnérabilité ou d'analyses de coût (perte de valeur potentielle) calculés pour chaque élément présentant un enjeu sur la zone d'étude (essentiellement le bâti et les réseaux routiers). Ces estimations sont réalisées pour une intensité donnée du phénomène pressenti (aléa de référence) afin d'estimer les dégâts occasionnés sur ces enjeux.

Si les approches géomécaniques sont largement utilisées en sismologie (relation directe entre l'accélération sismique et la structure du bâtiment), elles le sont beaucoup moins pour les mouvements de terrain (notamment pour les glissements). En effet, la diversité des types de phénomènes et les comportements des infrastructures à ces sollicitations sont encore mal connus et pas assez maîtrisés pour proposer ces estimations « mécaniques ».

Les approches heuristiques par indices sont plus simples à implémenter, mais demande une large part d'expertise dans le choix des valeurs de vulnérabilité appliquées à chaque type d'infrastructures (Cardinali *et al.*, 2002). Les processus d'analyse multicritères de type AHP sont par exemple utilisés pour assister l'expert dans la hiérarchisation des enjeux en fonction de leur vulnérabilité et apporter plus d'objectivité (Renard & Chapon, 2010). Dans la littérature, la distinction entre glissements lents de type fluage ou solifluxion, et glissements plus rapides (rotationnel et/ou translationnel) est rarement faite dans le cadre de la quantification de la vulnérabilité. Les analyses sont faites indistinctement pour des phénomènes de type *slides*. Cet état de fait pose la question des dommages potentiels différenciés entre des glissements modérés à rapides et des glissements lents.

Récemment, Mansour *et al.* (2011), à partir d'une revue imposante de la littérature, ont proposé une échelle qualitative de vulnérabilité spécifique aux glissements lents (*slow-moving landslides*). L'idée

de départ de cet article repose sur le fait que des déplacements lents cumulés sur une période suffisante peuvent engendrer des dégâts importants sur les infrastructures. Ils proposent 4 classes de vulnérabilité pour 4 types d'infrastructures (route, barrage, pont et bâti urbain) en fonction de la vitesse mesurée des mouvements en mm/an. Chaque classe de vulnérabilité est définie par des indices de déformation sur chacun des types d'infrastructure.

Dans le cas de notre zone d'étude, la réflexion portant sur la quantification de la vulnérabilité tourne essentiellement autour des impacts potentiels des glissements lents de type fluage ou déformations profondes. L'exemple des dégâts occasionnés par le glissement de la Prada sur la commune du Monastier est caractéristique de l'impact de ces glissements lents sur les infrastructures locales (§2.3.4).

N'ayant pas les données suffisantes pour proposer une méthodologie par enjeu individuel (habitation, route, bâtiment public, etc.), nous proposons une approche par zonage. De plus, cette approche répond bien aux problématiques d'urbanisme auxquelles sont confrontés les maires du bassin de risque Laussonne/Gazeille avec une approche par parcelle cadastrale et zone d'enjeux. Le PLU est un formidable outil d'aménagement qui permet de spatialiser finement les types d'occupation du sol et les politiques. Lorsque celui-ci n'a pas été conçu à partir d'un PPR, on peut le prendre alors comme une photographie du territoire et des aspirations des décideurs sur celui-ci, hors contraintes de risques naturels. Les zonages peuvent être alors utilisés afin de caractériser le type d'infrastructure présent et/ou les volontés politiques et en déduire leur vulnérabilité effective (si aménagement existant) et potentielle (si aménagement à venir). Il est alors possible de produire une précarte de vulnérabilité qui, croisée avec la carte de susceptibilité ou d'aléa, permet d'obtenir une carte de risque effectif (sur le bâti existant) et une carte de l'accroissement potentiel du risque (sur les projets d'extension ou d'aménagement).

9.3.2 La vulnérabilité et le risque liés aux glissements lents sur la commune du Monastier-sur-Gazeille

La commune du Monastier-sur-Gazeille a approuvé son PLU le 17 février 2006 (conception par le bureau d'études Réalités). Celui-ci est actuellement en cours de révision pour modifier la destination des parcelles utilisées pour la construction du marché aux bestiaux qui a révélé la coupe du Foirail (§2.3.1).

Quatre types de zonage ont été retenus avec leurs déclinaisons (**tab.39**).

La quantification de la vulnérabilité est réalisée pour chacune des déclinaisons et assistée par une analyse multicritères de type AHP. L'AHP est réalisée sur les déclinaisons des zonages U, A et N, les poids obtenus étant ensuite normalisés sur une échelle de 0 à 1. Les poids obtenus pour les déclinaisons du zonage U sont réaffectés pour les déclinaisons du zonage AU, étant entendu que les projets urbains existants sur ce zonage sont du même type que les occupations déjà existantes (pavillonnaire), leur caractère différant juste par leur état de potentialité¹⁷.

¹⁷ Nous sommes conscient qu'il faudrait intégrer les progrès techniques pour les aménagements futurs ce qui changerait la valeur de vulnérabilité par rapport à l'existant. N'ayant pas les compétences techniques et les connaissances dans ce domaine, nous assumons ce report et considérons ce dernier comme une hypothèse de travail

Tableau 39 – Zonages et ses déclinaisons issus du PLU du Monastier et description des contraintes au regard de leur vulnérabilité aux mouvements lents

Zonage	Déclinaison	Description	Contraintes architecturales	Contraintes humaines
U	UA	Zone d'habitat dense	habitation à étages traditionnelle, bâtiments publics, commerces, réseaux	forte densité nyctémérale
	UC	Zone d'habitat discontinu	habitation récente de plain-pied ou à étages, commerces diffus, réseaux	forte densité nocturne
	UH	Zone d'habitat de type hameau	habitation traditionnelle ou récente, réseaux	moyenne densité nocturne
	UI	Zone d'activité économique	bâtiments de stockage et de travail, réseaux	forte densité diurne
	UT	Zone d'activité touristique et de loisir	Village vacance EDF, constructions mixtes	densité saisonnière
AU	AU	Zone à urbaniser à long terme	extension bâtiment agricole - habitat neuf à terme (pavillonnaire)	forte densité nocturne
	AUb	Zone à urbaniser - changement de destination	changement de destination - habitat discontinu neuf	forte densité nocturne
	AUc	Zone à urbaniser à dominante d'habitat discontinu	lotissement à moyen terme, maison neuve	forte densité nocturne
	AUi	Zone à urbaniser à dominante d'activité économique	bâtiments de stockage et de travail, réseaux	forte densité diurne
A	A	Zone agricole	ferme habitée, bâtiment agricoles, plateformes	faible densité
	An	Zone agricole inconstructible	aucune	densité nulle
N	N	Zone naturelle	aucune	densité nulle
	Nf	Zone naturelle à vocation forestière	piste forestière, place de dépôt	densité nulle
	Nt	Zone naturelle à vocation touristique et de loisir	infrastructures légères (stade), restaurant	densité moyenne variable

Les évaluations des notes de 1 à 9 entre chaque déclinaison de zone sont réalisées en ayant en tête les résultats de Mansour *et al.* (2011). En effet, la vitesse des glissements du Monastier est évaluée à moins de 20mm/an ce qui classe les dégâts aux habitations dans la classe « modérée ». Cependant, sur 2 ou 3 décennies, ces mouvements impliquent de sérieux dommages qui pris sur ce pas de temps inférieur à celui d'une vie humaine et du temps de résidence d'une famille s'installant durablement, amènent à considérer ces dommages aux habitations comme potentiellement « sévères ». Le type de construction est également pris en compte. En zone UA (centre historique), l'habitat est essentiellement constitué d'anciennes maisons jointives en pierre formant un bloc souple qui peut encaisser les déformations du sol. Les maisons y sont hautes, mais souvent gainées de contreforts leur assurant une solide stabilité basale. À l'inverse, les maisons situées en zone UC (habitat discontinu périphérique) sont isolées les unes des autres et très rigides (structure béton). Les habitations des années 50-70 sont particulièrement sensibles aux tassements différentiels et présentent donc une vulnérabilité beaucoup plus élevée que les habitations de la zone UA. La densité humaine est également un facteur à considérer (Uzielli *et al.*, 2008). Pour reprendre l'exemple précédent, les densités en zone UA sont élevées de jour comme de nuit. La vulnérabilité y est donc importante. En zone UC, la densité est moins élevée que dans le centre historique et essentiellement concentrée le soir et la nuit, les résidents quittant leur habitation en journée. La vulnérabilité y est donc plus faible. Les glissements lents ont peu d'impact sur la vie humaine, mais beaucoup plus sur les éléments matériels, la zone UC nous apparaît alors plus vulnérable au final que la zone UA et nous

mettrons un rapport 5 dans l’AHP (la vulnérabilité de UC est plus importante que celle de UA). Ce raisonnement est ensuite effectué pour chaque paire de déclinaisons (**tab.40**).

Tableau 40 – AHP et poids obtenus pour la vulnérabilité de chacune des déclinaisons des zonages du PLU. La colonne « Report » concerne le report des valeurs de vulnérabilité aux déclinaisons du zonage AU (vulnérabilité potentielle)

	UA	UC	UH	UI	UT	A	An	N	Nf	Nt	Poids	Vulnérabilité	Report
UA	1	1/5	1/2	3	1/3	8	9	9	9	5	0.1474	0.53	
UC	5	1	2	1	4	8	9	9	9	5	0.2629	1.00	AU, Aub, Auc
UH	2	1/2	1	1/2	1/3	7	9	9	9	5	0.133	0.48	
UI	1/3	1	2	1	2	7	9	9	9	6	0.1723	0.64	Aui
UT	3	1/4	3	1/2	1	6	9	9	9	5	0.1725	0.64	
A	1/8	1/8	1/7	1/7	1/6	1	2	2	2	1/4	0.022	0.03	
An	1/9	1/9	1/9	1/9	1/9	1/2	1	1	1	1/5	0.0146	0.00	
N	1/9	1/9	1/9	1/9	1/9	1/2	1	1	1	1/4	0.0148	0.00	
Nf	1/9	1/9	1/9	1/9	1/9	1/2	1	1	1	1/5	0.0146	0.00	
Nt	1/5	1/5	1/5	1/6	1/5	4	5	4	5	1	0.0459	0.13	
CR = 0.0849													

Le rapport de consistance (CR) est inférieur à 0.1 ce qui valide la répartition des degrés d’importance par paire. Les occupations récentes (UC et UI) sont classées comme les plus vulnérables aux glissements lents essentiellement de par la structure des constructions, trop rigides. Les valeurs de vulnérabilité du centre historique de la commune sont très proches de celles des hameaux ce qui est cohérent, car ces hameaux sont essentiellement constitués d’anciennes bâtisses de même type que celles du centre (comportement souple). Les zones industrielles ainsi que les espaces touristiques sont souvent réalisés avec des constructions légères ou de moindres qualités plus sensibles aux tassements différentiels ce qui explique leur niveau de vulnérabilité élevé. La densité de personnes étant moindre à l’année que dans les habitations (UC), leur vulnérabilité est inférieure à celle du zonage UC. Les zones A et N ont des valeurs de vulnérabilité faibles, voire nulles, au vu du peu d’habitations présentes sur ces espaces. Nous noterons cependant une vulnérabilité un peu plus importante pour les zones Nt équipées de structures légères (stade) ou plus lourdes, mais ponctuelles (restaurant).

Les valeurs de vulnérabilité sont ensuite spatialisées par déclinaison afin d’obtenir les 2 cartes de vulnérabilité effective et d’accroissement potentiel de la vulnérabilité potentielle (**fig.215**).

Ces cartes de vulnérabilité sont ensuite croisées avec la carte de susceptibilité (les cartes d’aléa étant trop incertaines) par multiplication puis reclassées de 1 à 4 afin d’obtenir une carte de risque effectif et une carte d’accroissement potentiel du risque (**fig.216**).

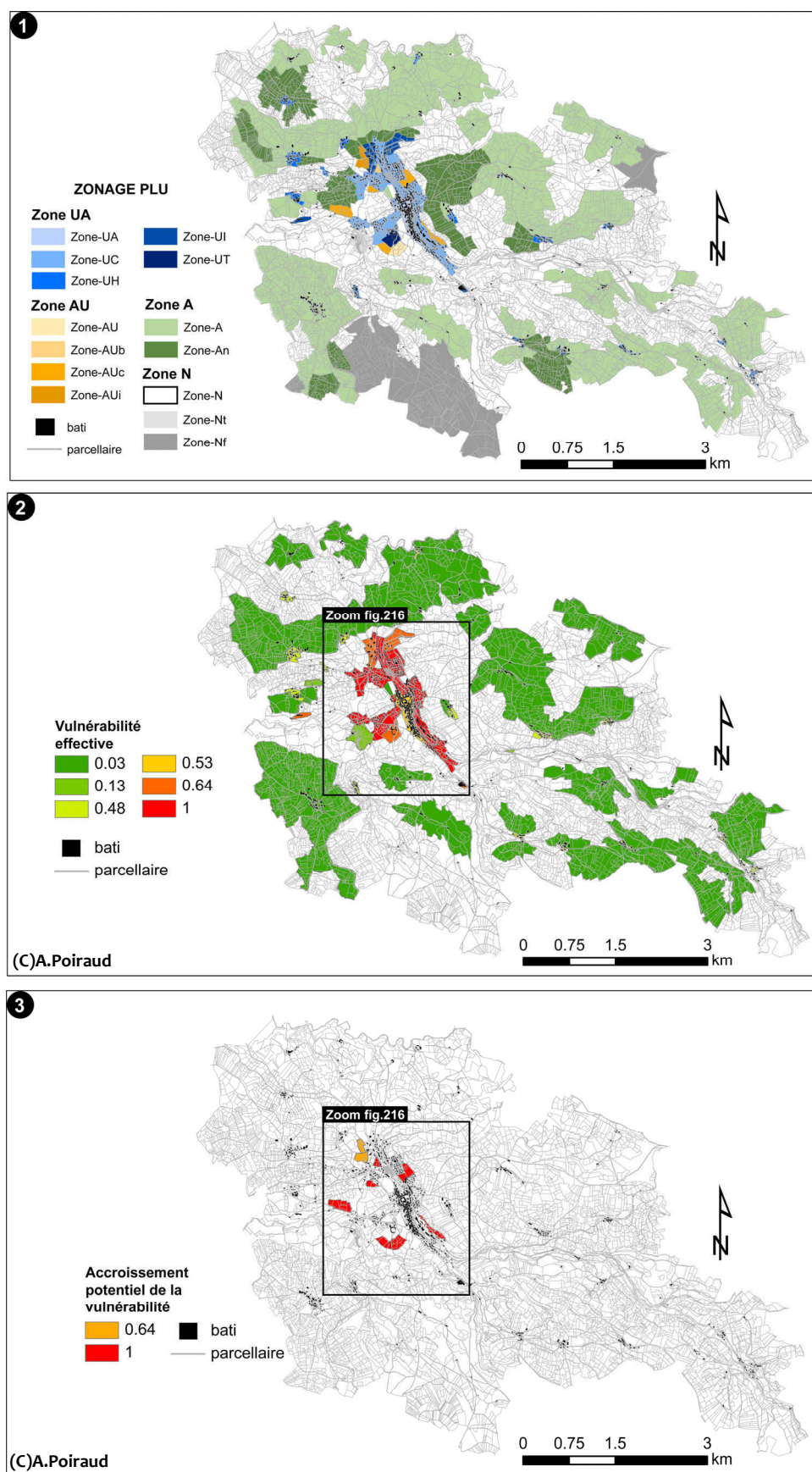


Figure 215 – Zonage PLU et cartes de vulnérabilité sur la commune du Monastier-sur-Gazeille. 1) zonage issu du PLU actuel, 2) carte de vulnérabilité effective sur l'existant, 3) carte d'accroissement potentiel de la vulnérabilité sur les projets urbains

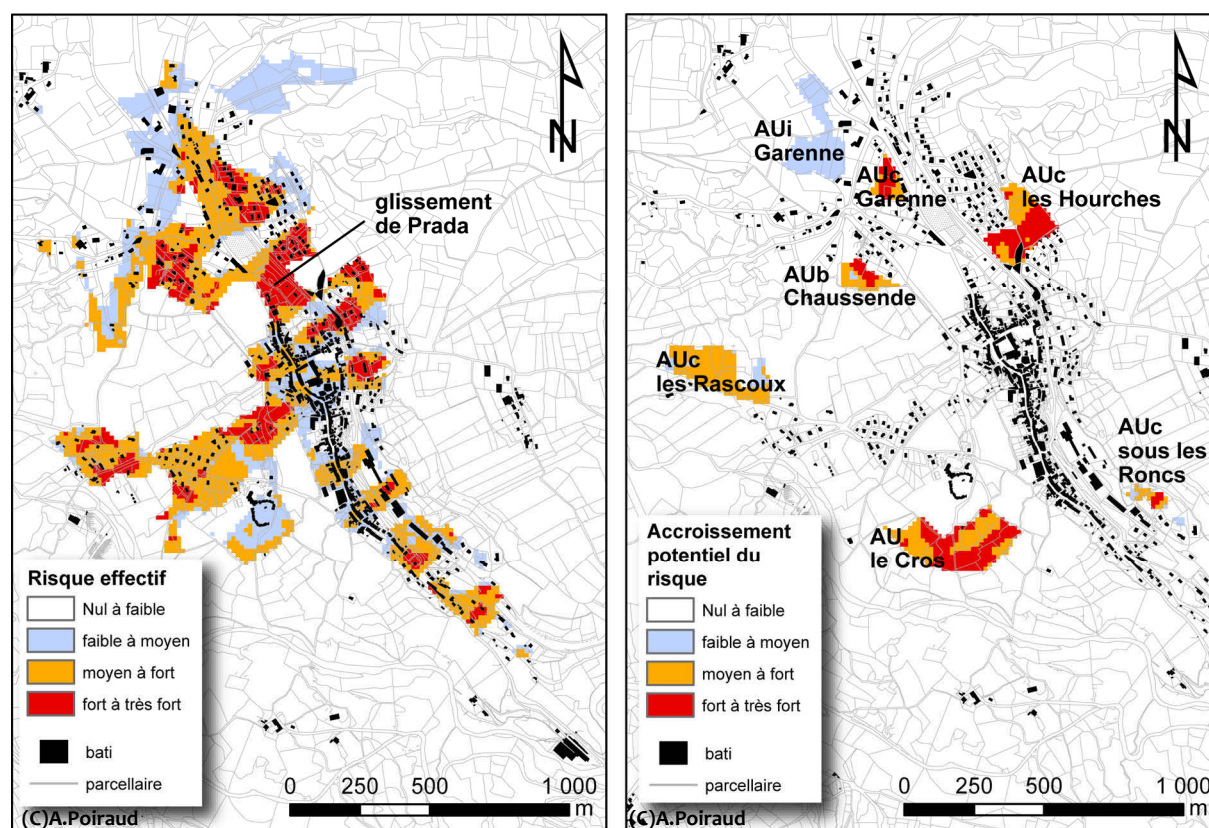


Figure 216 – Carte de risques par rapport aux glissements lents sur la commune du Monastier-sur-Gazeille. Le zoom est effectué sur le bourg du Monastier. À gauche, la carte de risque effectif, à droite, la carte d'accroissement potentiel du risque

Sur la carte de risque effectif, nous retrouvons bien le glissement de Prada (§2.3.4) et les maisons touchées en zone de risque fort à très fort. La structure de la répartition du risque en « coulées » correspond également bien aux observations faites par les habitants.

La carte d'accroissement potentiel du risque est particulièrement intéressante, car elle donne une idée du risque engendré par les projets urbains, ou du moins les volontés politiques en terme d'urbanisme. Hormis la future zone commerciale de la Garenne (AUi), l'ensemble des zones pressenties pour réaliser les extensions urbaines est classé en risque moyen à fort. La zone des Hourches correspond au prolongement amont du glissement de Prada et on peut craindre que l'augmentation de charge sur cette zone n'amplifie le phénomène en aval. La zone du Cros est également intéressante, car la construction d'un lotissement y impliquerait d'importants travaux de terrassement au vu de la pente au sud des parcelles. La présence de modelés en creux et en bosses visibles sur les photographies aériennes justifie la dangerosité potentielle de cette partie sud du site. Finalement, les orientations politiques approuvées dans le PLU vont dans le sens d'une augmentation du risque « glissement de terrain lent » sur la commune du Monastier.

L'approche avec le zonage du PLU offre un rendu moins précis que les approches par enjeu unitaire (chaque bâtiment, chaque infrastructure) mais qui correspond bien à l'échelle de travail des élus. Dans l'exemple du Monastier, les résultats permettent de cibler les zones de risque effectif (guidant ainsi la mise en place de procédés de suivi cinétique par exemple) ainsi que d'évaluer l'impact des projets urbains et le risque associé. Cette carte indiquerait par exemple la mise en place d'études plus approfondies sur les 2 zones AU du Cros et des Hourches avant tous travaux de viabilisation. En ce sens, pour les élus, elle offre un appui technique à leur décision et permet de simuler par exemple les risques engendrés par différents *scenarii* d'urbanisme afin d'affiner les projets urbains et le PLU.

Ce travail amont de simulation permettrait ainsi d’avoir une plus grande maîtrise du territoire et de mieux ajuster les volontés politiques aux contraintes naturelles.

Conclusions du Chapitre 9

Les évolutions démographiques ainsi que les changements d'aspirations de la population ont conduit à une profonde restructuration de l'utilisation des espaces périphériques à l'agglomération ponote. Des communes rurales se sont vues confrontées en quelques décennies à de nouvelles problématiques urbaines auxquelles les élus n'étaient souvent pas préparés. La très forte montée en puissance du mythe de la maison individuelle (Bourdieu, 1990, 2000) a modifié le paysage des bourgs ruraux et contraint les élus à repenser leur territoire et ses vocations. De fait, depuis les années 1990 assiste-t-on à d'importantes extensions urbaines sous forme d'habitat individuel regroupé (lotissement, espace pavillonnaire) consommatrices d'espace. Les élus, à la fois contraints par ces demandes de construction et également enclins à développer leur territoire, sont amenés à établir des politiques d'urbanisme extensives et à proposer des lots sur de nouveaux terrains, sans forcément prendre la précaution d'y connaître les contraintes géomorphologiques.

Ainsi, la mise en place de cartes informatives d'aléa comme celle de 1990 envoyée aux élus était-elle une première étape de sensibilisation et d'essai de contrôle sur ces nouvelles dynamiques urbaines. Malheureusement, l'utilisation de cet outil reste très aléatoire et la vision du risque mouvement de terrain par les autorités sur le bassin du Puy reste focalisée essentiellement sur les chutes de blocs. Ainsi, il n'existe aucun PPR relatif aux glissements de terrain sur le bassin de risque Laussonne/Gazeille soumis à ces phénomènes naturels et démographiques.

À partir des résultats de la présente thèse, des propositions de médiation à destination prioritairement des élus et secondairement du grand public sont avancées. Elles prennent la forme de journées de formation et de documents d'aide à l'identification des phénomènes et des niveaux de susceptibilité afin d'accompagner les élus dans l'appropriation des cartes de susceptibilité ou d'aléa proposées. L'élus est vu alors comme un « ambassadeur local » de la prévention du risque.

Dans ce même esprit d'accompagnement des élus, une tentative de quantification de la vulnérabilité par méthode semi-experte (AHP) a été entreprise sur la commune du Monastier. Les résultats sont concluants à l'échelle de la commune et ouvrent la voie à la simulation en direct du risque généré par les projets et politiques urbaines. Cette approche peut être utilisée lors de la phase de réflexion des PLU et aider les élus dans le choix d'un scénario à bas risque. Malgré la plus faible précision de ces modèles par rapport à des modèles de vulnérabilité assis sur chaque infrastructure, l'échelle parcellaire reste parfaitement adaptée au niveau de réflexion des élus sur leur territoire.

Par cet intermédiaire, nous ouvrons ainsi une voie de coconstruction réelle du PLU, en prise directe avec l'expertise, et qui peut constituer un réel outil de médiation lors des phases de négociation des zonages entre les élus et les responsables de l'État (DDT).

CONCLUSION GENERALE

Ce travail de thèse s'est attaché à répondre à l'objectif présenté en introduction : **être en mesure de produire une carte de susceptibilité ou d'aléa aux glissements de terrain sur les zones sensibles du bassin du Puy-en-Velay.**

Bien que très appliqué, cet objectif a nécessité l'exploration d'aspects plus fondamentaux portant sur les outils conceptuels (typologies), l'évolution géomorphologique du bassin du Puy, les facteurs contrôlant les glissements, la connaissance des terrains du bassin ou encore le développement d'une approche modélisatrice combinatoire. Ce travail relève d'une approche généraliste et pluridisciplinaire qui tente d'embrasser la complexité du problème en la considérant comme un « tout » cohérent.

Comme dans tout travail scientifique, le regard porté *a posteriori* sur le rendu final amène à se poser 3 grandes questions :

- quels en sont les acquis principaux ?
- quelles en sont les limites ?
- quelles sont les voies qui permettent de prolonger le travail et d'aller plus loin ?

C.1. Les acquis fondamentaux de la thèse

Nous séparons les acquis fondamentaux de la thèse selon qu'ils soient régionaux ou plus généraux (pour la communauté du risque gravitaire essentiellement) en sachant que certains acquis régionaux peuvent être de portée plus générale.

C.1.1. Les acquis régionaux

En premier lieu, la reconnaissance de la diversité des formes de glissements de terrain affectant les versants du bassin du Puy est une avancée régionalement importante. La typologie locale, construite sur la base d'observations de terrain et d'investigations plus approfondies, permet désormais de bien exprimer cette diversité et d'identifier les formes plus précisément. En parallèle, la constitution d'un inventaire de plus de 200 objets identifiés, caractérisés et géoréférencés dans le bassin du Puy permet désormais d'avoir une base de travail scientifique inédite régionalement.

De ce premier acquis découle la reconnaissance d'au moins 2 générations de glissements caractérisées par des ajustements puissance fréquence/magnitude de $\beta = -1.54$ pour les glissements anciens et de $\beta = -0.51$ pour les glissements actuels. Ces 2 populations de glissements sont considérées comme l'expression de systèmes morphogéniques différents, et plus précisément, de conditions climatiques différentes. Le groupe des glissements anciens semble lié aux périodes froides et humides du Pléistocène récent et en tout cas soit à des conditions de bilan hydrique général positif (cas du Subboréal), soit à des interstades couplant la possibilité de bilans hydriques positifs et de fonte localisée du pergélisol (cas des interstades Maisières et Arcy, à confirmer).

La génération des glissements anciens nous a permis de déterminer, au sein de l'évolution géomorphologique du bassin du Puy post-épanchements volcaniques, le relai existant entre un contrôle physiographique masquant l'expression des facteurs locaux dans les premières phases d'ouverture des vallées et le passage progressif à une prépondérance du contrôle par la *complexité locale* dès lors que les vallées sont assez larges pour atténuer la prégnance de la physiographie.

Ce résultat permet de rebondir sur la place majeure qu'occupent les héritages morphologiques dans la répartition des glissements du bassin du Puy. Le seuil altitudinal des 820m ou encore la forte concentration de glissements entre des distances normalisées à l'exutoire de Chaspinhac de 0.4 et 0.6, concourent à voir ici l'emplacement actuel de la vague d'érosion consécutive de la réentaille par la Loire des barrages volcaniques de Marnhac et Chambeyrac (1Ma). Même si cette interprétation doit rester prudente, il n'en demeure pas moins que l'ensemble des instabilités du bassin du Puy répond à une dynamique d'ajustement général post-villafranchien induit par l'encaissement de la Loire au niveau du Horst de Chaspinhac. Nous sommes donc dans ce que nous pourrions appeler le « cycle d'érosion pléistocène du bassin du Puy », qui s'inscrit dans la suite des cycles d'érosion entamés depuis la phase tectonique pontienne, et ce, dans une dynamique générale polycyclique post-pontienne. Ces considérations constituent la **vis macrométrique** du système géomorphologique du bassin du Puy.

Cette dynamique géomorphologique générale est forcément très dépendante de l'incision et la position des versants par rapport aux axes hydrographiques est cruciale. Nous avons montré combien l'expression des lithostructures révélées par l'encaissement peut être source de discontinuité spatio-temporelle et de non-linéarité dans l'évolution du système géomorphologique (*brisure de la symétrie du temps*). Le cas des *knickpoints* fut de ce point de vue éclairant. Le rôle de la transmissivité de l'énergie véhiculée par le réseau fluvial vers les versants au fur et à mesure de l'encaissement est également fondamental et explique en grande partie, avec le contexte morphostructural, le degré de résistance géomorphologique des versants. L'ensemble de ces éléments de contrôle, que nous avons appelé *hyperfacteurs*, constitue la **vis mésométrique** de contrôle des glissements de terrain dans le bassin du Puy et s'inscrit dans des temporalités longues (plusieurs centaines de milliers d'années).

Emboîtée dans ces temporalités longues, l'expression de facteurs locaux et actuels contrôle les phénomènes contemporains qui s'inscrivent dans les temporalités courtes de l'aléa. À cette échelle, les facteurs classiques pris en compte dans les calculs de stabilité sont fondamentaux. L'importance de la lithologie est indéniable et la présence des marnes de Ronzon ou des Sables de la Laussonne est un facteur significatif d'instabilité. Ces 2 formations géologiques possèdent des caractéristiques mécaniques faibles et les produits de leur remaniement montrent des caractéristiques mécaniques résiduelles les rendant particulièrement susceptibles. Sans qu'il soit encore possible de l'affirmer, la part de smectite dans la composition minéralogique des argiles semble être une clef explicative. Associés aux caractéristiques des matériaux, les seuils de pente favorables aux ruptures ou aux déformations varient selon la nature des terrains et selon le type de glissement considéré. Enfin, la mise en évidence de l'influence des épisodes cévenols et de l'existence de 2 seuils pluviométriques (un seuil pour le faciès climatique continental et un autre pour le faciès cévenol) dans le déclenchement et la réactivation des glissements permet de compléter la connaissance des facteurs statiques et dynamiques contrôlant la répartition spatio-temporelle des glissements contemporains. Ces facteurs locaux constituent la **vis micrométrique** du système.

Finalement, pour le bassin du Puy-en-Velay, nous parlons bien d'un système géomorphologique relief/glissement de par la coévolution existant entre les bassins versants et les glissements de terrain. Ce système est structuré autour de l'emboîtement des 3 « vis » macro-, méso- et micrométrique dans un rapport hiérarchique allant du macro- vers le micrométrique. Cette structure, au demeurant classique en géomorphologie, insiste cependant sur l'importance des relais temporels et l'imbrication, à un instant *t*, de temporalités qui ne répondent pas au même rythme du déroulement du temps, ajoutant à l'objet géomorphologique la dimension *multidimensionnelle* du temps (**fig.C.1**).

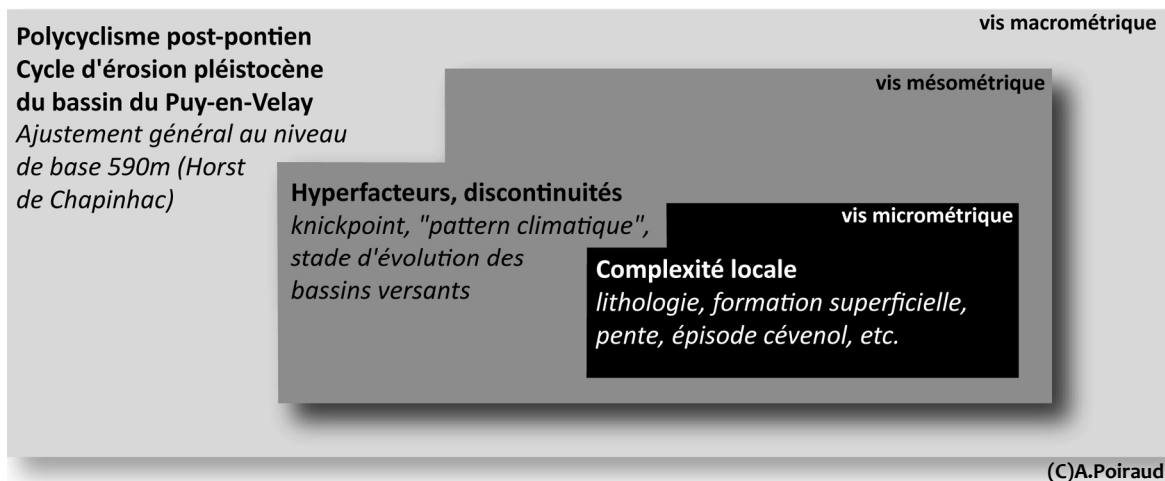


Figure C.1 – Emboîtement des temporalités caractérisant l'objet glissement de terrain dans le système géomorphologique relief/glissement (bassin du Puy)

C.1.2. Les acquis généraux spécifiques au domaine de l'aléa gravitaire

Au-delà des acquis relatifs à la zone d'étude, le travail de thèse a tenté d'introduire cet emboîtement d'échelles temporelles au sein de la démarche de cartographie de la susceptibilité et de l'aléa et en intégrant le concept d'*hyperfacteurs*. Lier 2 approches différentes, l'une très quantitative et déterministe, l'autre plus synthétique, ne fut pas aisé. Cependant, l'exemple du passage de la susceptibilité à l'aléa montre toute la difficulté de prise en compte de l'incertitude des facteurs (tendances du climat futur, impact de ces changements sur les processus). Le passage à une approche synthétique se basant sur les contextes géomorphologiques s'est révélé complémentaire et sans doute plus robuste. Malgré la difficulté d'intégration de ces facteurs synthétiques dans une approche modélisatrice probabiliste, nous sommes convaincu de la pertinence à prendre en compte cet emboîtement de temporalités dans les processus de cartographie de la susceptibilité et de l'aléa.

Si de nombreuses études se sont concentrées sur la comparaison de méthodes, peu ont tenté la combinaison de celles-ci et, à notre connaissance, aucune n'a poussé le travail combinatoire jusqu'à en extraire une information sur le degré de certitude du classement de la susceptibilité. Évidemment, ces aspects de modélisation ne constituaient pas le cœur du travail de thèse et nous n'avons pas détaillé l'ensemble de la procédure. Cependant, la démarche utilisée et le résultat obtenu nous semblent prometteurs, cette conception de la modélisation considérant que chaque méthode peut discriminer certaines combinaisons de facteurs mieux que les autres. La combinaison des meilleurs modèles par méthode permet ainsi de bénéficier des avantages de chacune de celles-ci et informe au moins sur les incertitudes de classement, notamment pour les classes moyennes (qui constituent, à notre sens, le nœud du problème de la classification spatiale).

Enfin, sous un angle plus exploratoire, nous avons montré l'intérêt de l'utilisation du PLU pour réaliser une carte « rapide » de vulnérabilité et offrir des cartes de *scenarii* de risque en temps réel, utile lors des démarches d'aménagement. Cette approche, certes grossière, a l'avantage d'être très appliquée, facile à mettre en œuvre (AHP) et adaptée à l'échelle de réflexion des élus en matière d'urbanisme (1/10 000 et logique zonale). Cette démarche peut *a priori* être transférée à l'échelle d'un SCoT (Schéma de Cohérence Territorial) ou d'un PLU intercommunal, ce qui nous amène à réfléchir sur un bassin de risque, échelle pertinente d'intervention et d'investigation concernant le risque gravitaire.

C.2. Les limites du travail de thèse

Notre travail de thèse s'est voulu plutôt généraliste, essayant d'aborder l'objet d'étude dans toute sa complexité « synthétique et systémique » et en ayant fait l'impasse sur l'approfondissement des parties composant le système. De fait, nous voyons à cette thèse de nombreuses limites.

Tout d'abord, la connaissance imparfaite des facteurs de contrôle est une limite majeure de la thèse. En premier lieu, l'insuffisance de la connaissance des propriétés sédimentologiques, mécaniques et minéralogiques des matériaux du bassin demeure une faiblesse majeure. Parallèlement à cette thèse, le travail de cartographie géologique a consommé beaucoup de temps. Ce travail de terrain a occulté le travail de laboratoire et nous a conduit à nous focaliser sur quelques échantillons et quelques tests qui apportent une connaissance encore insuffisante. Une des limites majeures dans ce domaine reste la méconnaissance des limites d'Atterberg, facteur qu'il nous apparaît désormais crucial d'obtenir pour parfaire les modélisations futures. Le suivi cinétique fut trop court et trop rudimentaire pour pouvoir capter l'effet des pluies longues sur la dynamique cinétique des glissements extrêmement lents et très lents. Cette limite est essentiellement liée au format temporel de la thèse et nous a contraint à asseoir nos hypothèses de modélisation de l'aléa sur un seul type de phénomène moteur. Toujours concernant les facteurs de contrôle, la méconnaissance quasi totale de l'hydrogéologie localement est pour nous une limite majeure de notre travail de thèse. L'inexistence d'études sur la question dans le bassin du Puy reste un manque cruel pour approfondir la réflexion sur les facteurs de contrôle, mais nécessite un travail de recherche à part entière. Enfin, le problème des interactions entre facteurs, s'il a été abordé, demande davantage d'analyses afin d'établir, pour chaque type de glissements, le jeu des interactions et la hiérarchie des facteurs entre eux.

Ensuite, le travail paléoenvironnemental effectué sur quelques paléoglissements demeure largement incomplet au vu i) du faible nombre de glissements datés, ii) de l'absence de données paléoclimatiques locales quantitatives et iii) de la trop faible connaissance de l'état et des variations du pergélisol au cours du Würm récent. Si la période du Subboréal semble avoir connu un regain d'activité gravitaire lié au bilan hydrique positif, nous ne pouvons rien conclure avec certitude pour les périodes antérieures.

Notre travail sur les typologies de glissements de terrain a montré combien leur utilisation restait délicate. Les processus les plus fréquents dans le bassin du Puy (solifluxion et fluage) demeurent difficiles à classer. Nous soulevons ici des zones de floues persistantes au sein des typologies internationales ainsi que des problèmes de vocabulaire entre des typologies « géologiques » et des phénomènes décrits selon des concepts géomorphologiques (cas du *creep*, du fauchage, etc.). Ces ambiguïtés terminologiques et typologiques nous laissent dans le flou pour rattacher les processus de fluage aux canons internationaux.

Enfin, notre travail de modélisation s'est heurté au problème des classes intermédiaires pour lesquelles l'incertitude est la plus grande. Nous proposons une méthode permettant de quantifier cette incertitude des classes intermédiaires, mais n'avons pu la limiter. La réflexion concernant ce biais dans les processus de classification reste en cours. La modélisation de l'aléa, on l'a vu, est elle aussi empreinte d'incertitude. Les résultats obtenus par 3 méthodes diffèrent largement et rendent délicat le choix d'une carte d'aléa pour le bassin du Puy. Ces méthodes s'appuient sur des paramètres trop incertains ou impliquent de faire des hypothèses que l'on ne peut encore asseoir sur des faits certains. Hormis proposer la solution empirique de la classification par niveau de résistance géomorphologique qui est robuste pour l'aléa considéré à l'échelle pluriséculaire, nous sommes limité par l'insuffisance de données nous permettant de modéliser l'aléa pour les 50 ou 100 prochaines années.

C.3. Les voies de recherches futures

Les voies de recherche proposée visent à combler les lacunes de ce travail de thèse.

Sur un plan régional d'une part, l'approfondissement de la connaissance de l'évolution géomorphologique pléistocène nous paraît important en vue de clarifier l'idée émise de la diffusion des vagues d'érosion régressive liées à la réentaille par la Loire des barrages volcaniques au niveau de l'entrée dans le horst de Chaspinhac. Ce travail de recherche doit s'appuyer sur la description de coupes dans les formations quaternaires, ainsi que sur l'étude plus approfondie des formes (profil en long des cours d'eau, forme des versants) ainsi que sur une meilleure connaissance des paléoglislements. Ceci implique de dater d'autres paléoglislements et éventuellement d'approfondir les investigations sur quelques cas particuliers (nous pensons notamment aux paléoglislements de St-Vidal ou Ceyssac, mais également à celui non évoqué de Marcilhac). Cette étude des paléoglislements et leur datation doit également être complétée par des études paléoenvironnementales, notamment de quantification paléoclimatique afin d'obtenir des seuils pluviométriques et de température qui autoriseront les comparaisons avec l'Actuel.

Ce travail ouvre la voie vers une modélisation possible, par une méthode déterministe, des niveaux d'aléa à différentes époques, ce qui autoriserait à proposer des modèles selon les différents scénarii climatiques proposés pour 2050 et 2100.

Ceci implique de consolider notre connaissance des matériaux (lithologie et formations superficielles), à la fois sur un plan sédimentologique, mécanique ou minéralogique, mais également d'en connaître finement la répartition dans l'espace et dans le temps, les formations superficielles ayant évolué au cours du Pléistocène. De plus, savoir comment évoluent les caractéristiques minéralogiques et mécaniques de ces formations superficielles dans le temps est fondamental pour réaliser un tel travail de modélisation. Un important travail de caractérisation des matériaux reste donc à faire dans le bassin du Puy.

En parallèle, les caractéristiques hydrologiques doivent être mieux appréhendées qu'elles ne le sont aujourd'hui. Deux points nous paraissent importants, i) le suivi cinétique sur le long terme et les corrélations avec des types d'événements pluvieux et ii) la connaissance des circulations souterraines à la fois au sein des formations superficielles et sédimentaires, mais également au sein des masses volcaniques, véritables aquifères perchés distribuant ensuite l'eau au sein des terrains meubles. Ce travail hydrogéologique est complexe et long et justifie à lui seul un programme scientifique pluridisciplinaire d'envergure.

Localement toujours, le travail d'analyse statistique des facteurs de contrôle doit être approfondi. La voie à explorer est celle des analyses multivariées non linéaires qui permettraient peut-être de faire ressortir les affinités et interactions existant entre facteurs. Ce travail permettra de consolider les variables à entrer dans les modèles prédictifs et limitera le problème de la redondance d'information (indépendance conditionnelle).

Sur un plan méthodologique, toutes les remarques critiques faites au chapitre 7 n'ont pu être éludées lors du présent travail de modélisation. La question des « facteurs annulants », du « problème du + » (même si cette question a été abordée sous l'angle de facteur intégré) ou des « classes moyennes » restent des questions en suspens qui offrent un terrain d'étude encore vaste. Le transfert du concept d'*hyperfacteurs*, et plus largement l'utilisation de facteurs synthétiques et intégrateurs de complexité, dans les modèles probabilistes est également un point qui reste à creuser. Ces développements méthodologiques peuvent d'ores et déjà s'appuyer sur la base de données existante dans le bassin du Puy.

Enfin, la question des typologies et du vocabulaire demeure prégnante. Remettre sur la table cette question implique une réflexion de l'ensemble de la communauté scientifique spécialiste des aléas gravitaires ainsi qu'une importante synthèse bibliographique portant sur les termes employés pour décrire un même phénomène.

Nous terminerons cette conclusion par une réflexion sur l'expertise. En effet, cette question a marqué en filigrane l'ensemble du travail de thèse. Parfois tiraillé entre une volonté de quantification et d'objectivité et l'impossibilité de transcrire en chiffres et mesures la complexité des observations, nous nous sommes constamment interrogé sur la validité de notre « expertise » et sur son caractère « scientifique ». Ce travail de thèse peut surprendre parfois par le contraste existant entre des chapitres très quantitatifs et statistiques et d'autres dont la connaissance ressort d'observations de terrain et d'interprétations « subjectives ».

A posteriori, nous analysons cette expérience de l'expertise non pas comme une dualité, mais véritablement comme une complémentarité. L'expertise sur le terrain s'est nourrie, au fur et à mesure de la thèse, des avancées analytiques tandis que les résultats quantitatifs ont profité de la synthèse experte pour être interprétés et relativisés. En fait, nous parlerions désormais de « niveau d'expertise » :

- le premier niveau fait appel à des observations et connaissances faisant partie du fond culturel commun de tout géomorphologue. Il permet de déterminer l'objet d'étude et de situer les problématiques principales de la recherche. C'est l'expertise de l'observation de l'image de la réalité, la réalité perçue.
- le second niveau se forge avec le terrain et les observations. C'est le niveau des intuitions et des hypothèses qui permettent la mise en place de protocoles exploratoires et d'investigations poussées. Ce niveau est à l'origine d'une recherche quantitative et permet de guider le travail. C'est le niveau de la déconstruction de la réalité perçue.
- le troisième niveau profite des acquis des investigations et permet de réinterpréter les observations faites aux premier et second niveaux. C'est l'expertise de la reconstruction d'une nouvelle réalité, la réalité conceptualisée.

Avec le temps, ce schéma très simple de l'évolution des niveaux d'expertise peut être raccourci si on travaille sur les mêmes objets, mais dans des régions différentes. Le premier niveau peut alors s'effacer, le scientifique s'appropriant le terrain d'étude et le sujet de recherche en étant directement au second niveau d'expertise. C'est ce que nous appelons alors l'expérience.

- Ablay G. and Hürlimann M. (2000)** - Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *Journal of Volcanologic and Geothermical Research*, 103, 135-159
- AFNOR (1994)** - Essai de cisaillement rectiligne à la boîte - *Association Française de Normalisation*, NF P 94-071-1, 16p.
- Agnesi V., Camarda M., Conoscenti C., Di-Maggio C., Diliberto I. S., Madonia P. and Rotigliano E. (2005)** - A multidisciplinary approach to the evaluation of the mechanism that triggered the Cerda landslide (Sicily, Italy). *Geomorphology*, 65, 101-116
- Agterberg F. P. and Cheng Q. (2002)** - Conditional Independence Test for Weights-of-Evidence Modeling. *Natural Resources Research*, 11, (4), 249-255
- Ahnert F. (1988)** - Modelling landform change. In *Modelling Geomorphological Systems*. M.G. Anderson (Editor), New York Wiley, 375-400 p.
- Akgun A. (in press)** - A comparison of landslide susceptibility maps produced by logistic regression, multi-criteria decision, and likelihood ratio methods: a case study at Izmir, Turkey. *Landslides*,
- Akgun A. and Bulut F. (2007)** - GIS-based landslide susceptibility for Arsin-Yomra (Trabzon, North Turkey) region. *Environmental Geology*, 51, 1377-1387
- Akgun A., Dag S. and Bulut F. (2008)** - Landslide susceptibility mapping for a landslide-prone area (Findikli, NE of Turkey) by likelihood-frequency ratio and weighted linear combination models. *Environmental Geology*, 54, 1127-1143
- Alexander D. E. (2008)** - A brief survey of GIS in mass-movement studies, with reflections on theory and methods. *Geomorphology*, 94, 261-267
- Almagia R. (1931)** - Note ad un abbozzo de carta della distribuzine delle frame nella penisola Italiana. *Estratto de Pubblicazioni della Comissione Italiana per lo studio delle Grand Calamita*, 2, 9
- Angeli M. G., Pasuto A. and S.Silvano (2000)** - A critical review of landslide monitoring experiences. *Engineering Geology*, 55, 133-147
- Anson R. W. W. and Hawkins A. B. (2002)** - Movement of the Soper's Wood landslide on the Jurassic Fuller's Earth, Bath, England. *Bulletin of Engineering Geology Environment*, 2002, (61), 325-345
- Antonarakis, A. S., K. Richards, J. Brasington, E. Muller and Bithell M. (2008)** - The use of Airborne Lidar to retrieve vegetative fluid resistance terms for rigid stems. *Journal of Geographical Research-Biogeosciences*, **113**, G02S07
- Ardizzone F., Cardinali M., Carrara A., Guzzetti F. and Reichenbach P. (2002)** - Impact of mapping errors on the reliability of landslide hazard maps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2, 3-14
- Astrade, L., J. P. Bravard and N. Landon (1998)** - Mouvements de masse et dynamique d'un géosystème alpestre : étude dendrogéomorphologique de 2 sites de la vallée de Boulc (Diois, France). *Géographie physique et Quaternaire*, **52**, (2), 1-13.
- Atterberg A. (1911)** - Ueber die Physikalische Bodenuntersuchung und über die Plastizitat des Fone. *Internationale Mitteilungen für Bodenkunde*. 1
- Aubry P. and Piégay H. (2001)** - Pratique de l'analyse de l'autocorrélation spatiale en géomorphologie : définitions opératoires et tests. *Géographie physique et Quaternaire*, 55, (2), 111-129
- Avanzi G. A., Giannecchini R. and Puccinelli A. (2004)** - The influence of the geological and geomorphological settings on shallow landslides. An example in a temperate climate environment: the June 19, 1996 event in northwestern Tuscany (Italy). *Engineering Geology*, 73, 215-228
- Ayalew L. and Yamagishi H. (2005)** - The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yahiko Mountains, Central Japan. *Geomorphology*, 65, 15-31

Ayalew L., Yamagishi H., Marui H. and Kanno T. (2005) - Landslides in Sado Island of Japan: Part I. Case studies, monitoring techniques and environmental considerations. *Engineering Geology*, 81, 419-431

Ayalew L., Yamagishi H., Marui H. and Kanno T. (2005) - Landslides in Sado Island of Japan: Part II. GIS-based susceptibility mapping with comparisons of results from two methods and verifications. *Engineering Geology*, 81, 432-445

Baeza C. and Corominas J. (2001) - Assessment of shallow landslide susceptibility by means of multivariate statistical techniques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1251-1263

Baeza C., Lantada N. and Moya J. (2010) - Influence of sample and terrain unit on landslide susceptibility assessment at La Pobla de Lillet, Eastern Pyrenees, Spain. *Environmental Earth Sciences*, 60, 155-167

Bai S. B., Wang J., Lü G. N., Zhou P. G., Hou S. S. and Xu S. N. (2010) - GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping of the Zhongxian segment in the Three Gorges area, China. *Geomorphology*, 115, 23-31

Baillargeon S. (2005) - *Le krigeage : revue de la théorie et application à l'interpolation spatiale de données de précipitations*. Mémoire de maîtrise, Faculté des études supérieures de l'Université de Laval, Québec, 128 p.

Baldi P., Cenni N., Fabris M. and Zanutta A. (2008) - Kinematics of a landslide derived from archival photogrammetry and GPS data. *Geomorphology*, 102, 435-444

Ballantyne C. K. (2002) - Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1935-2017

Baltzer A. (1875) - Ueber die Bergsturze in den Alpen. *Schweizer Alpen Club Bern Jarhbuch*, 10, 409-456

Baltzer A. (1880) - Ueber bergsturz. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 2, 197-199

Barnier M. (1995) - LOI no 95-101 du 2 février 1995 relative au renforcement de la protection de l'environnement. *JORF_ENVX9400049L*, (29), 1840

Barredo J. I., Benavides A., Hervás J. and Van-Westen C. J. (2000) - Comparing heuristic landslide hazard assessment techniques using GIS in the Tirajana basin, Gran Canaria Island, Spain. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 2, 9-23

Bartoli M. (1998) - Quelques données techniques sur les forêts de montagne. *Revue Forestière Française*, n° spécial, 31-34

Basile A., Mele G. and Terribile F. (2003) - Soil hydraulic behaviour of a selected benchmark soil involved in the landslide of Sarno 1998. *Geoderma*, 117, 331-346

Bathurst J. C., Bovolo C. I. and Cisneros F. (2010) - Modelling the effect of forest cover on shallow landslides at the river basin scale. *Ecological Engineering*, 36, 317-327

Baulig H. (1928) - *Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne*. Étude morphologique, Thèse de doctorat d'Etat, Colin, Paris 591 p.

Baum R. L., Coe J. A., Godt J. W., Harp E. L., Reid M. E., Savage W. Z., Schulz W. H., Brien D. L., Chleboard A. F., McKenna J. P. and Michael J. A. (2005) - Regional landslide-hazard assessment for Seattle, Washington, USA. *Landslides*, 2, 266-279

Baum R. L., Savage W. Z. and Godt J. W. (2002) - *TRIGRS -- A Fortran Program for Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis*. Report 02-424, USGS, 61 p.

Bayes T. (1763) - An essay towards solving a Problem in the Doctrine of Chances. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 53 p.

Beaulieu J. L. D., Pons A. and Reille M. (1984) - Recherches pollenanalytiques sur l'histoire de la végétation des monts du Velay (Massif central, France). *Diss. Bot.*, 72, 45-70

Beaulieu J. L. D., Pons A. and Reille M. (1988) - Histoire de la flore et de la végétation du Massif Central (France) depuis la fin de la dernière glaciation. *Cahier de micropaléontologie*, 3-4, 5-36

Béchet C. (1983) - La crue de la Loire de septembre 1980. *Revue de Géographie de Lyon*, 58, (4), 355-368

- Beer J., Mende W. and Stellmacher R. (2000)** - The role of the sun in climate forcing. *Quaternary Science Review*, 19, 403-415
- Begueria S. (2006a)** - Validation and Evaluation of Predictive Models in Hazard Assessment and Risk Management. *Natural Hazards*, 37, 315-329
- Begueria S. (2006b)** - Changes in land cover and shallow landslide activity: A case study in the Spanish Pyrenees. *Geomorphology*, 74, 196-206
- Bell R., Kruse J. E., Garcia A., Glade T. and Hrdt A. (2006)** - Subsurface investigations of landslides using geophysical methods - geoelectrical applications in the Swabian Alb (Germany). *Geographica Helvetica*, 61, (3), 201-208
- Belousov A., Belousova M. and Voight B. (1999)** - Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia. *Bulletin of Volcanology*, 61, 324-342
- Berti M., Genevois R., Simoni A. and Tecca P. R. (1999)** - Field observations of a debris flow event in the Dolomites. *Geomorphology*, 29, 265-274
- Bertran, P., P. Antoine, C. Legentil, A. Lenoble, O. Moine and L. Sitzia (2012)** - Distribution et chronologie du pergélisol en France au Pleistocne supérieur : base de données et premiers résultats. Q8, Clermont-Ferrand
- Bertran P., Clément B., Courbouleix S., Coussot P., Coutard J. P., Jomelli V., Hétu B., Fabre R., Francou B., Bissonnais Y. L., Meunier M. and Texier J. P. (2004)** - Dépôts de pente continentaux : dynamique et faciès. *Quaternaire*, Hors-série n 1, 257
- Bertran P. and Fabre R. (2005)** - Pleistocene cryostructures and landslide at Petit-Bost (southwestern France, 458N). *Geomorphology*, 71, 344-356
- Beven K. and Binley A. (1992)** - The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, 6, 279-298
- Beven K. J. and Kirkby M. J. (1979)** - A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences*, 24, (3), 43-69
- Bianchi G. G. and McCave I. N. (1999)** - Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature*, 397, 515-517
- Bichler A., Bobrowsky P., Best M., Douma M., Hunter J., Calvert T. and Burns R. (2004)** - Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach: the Quesnel Forks landslide. *Landslides*, 1, 29-40
- Bièvre G. (2010)** - *Caractérisation de versants argileux instables dans des conditions hydrogéologiques hétérogènes. Approche géophysique*. Thèse de doctorat, Observatoire des Sciences de l'Univers, Université de Grenoble, 224 p.
- Bièvre G., Kniess U., Jongmans D., Pathier E., Schwartz S., van-Westen C. J., Villemin T. and Zumbo V. (2011)** - Paleotopographic control of landslides in lacustrine deposits (Trives plateau, French western Alps). *Geomorphology*, 125, 214-224
- Biggs D., deVill B. and Suen E. (1991)** - A method of choosing multiway partitions for classification and decision trees. *Journal of Applied Statistics*, 18, 49-62
- Bigi A., Hasbargen L. E., Montanari A. and Paola C. (2006)** - Knickpoints and hillslope failures: Interactions in a steady-state experimental landscape. *Tectonics, climate and landscape evolution*. N. Hovius S.D. Willett, M.T. Brandon and D.M. Fisher, Geological Society of America, 295-307 p.
- Bigot-Cormier F., Braucher R., Bourlès D., Guglielmi Y., Dubar M. and Stphan J.-F. (2005)** - Chronological constraints on processes leading to large active landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 141-150
- Binaghi E., Luzi L., Madella P., Pergalani F. and Rampini A. (1998)** - Slope Instability Zonation: a Comparison Between Certainty Factor and Fuzzy Dempster-Shafer. *Natural Hazards*, 17, 77-97
- Binet S., Mudry J., Scavia C., Campus S., Bertrand C. and Guglielmi Y. (2007)** - In situ characterization of flows in a fractured unstable slope. *Geomorphology*, 86, 193-203

- Bishop A. W. (1955)** - The use of the slip circle in the stability analysis of slopes. *Geotechnique*, 5, 7-17
- Bishop P. (2007)** - Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 329-365
- Bizjak K. F. and Zupancic A. (2009)** - Site and laboratory investigation of the Slano blato landslide. *Engineering Geology*, 105, 171-185
- Blong R. J. (1973)** - A numerical classification of selected landslides of the debris-slide-avalanche-flow type. *Engineering Geology*, 7, 99-114
- Böhner J. and Selige T. ()** - Spatial prediction of soil attributes using terrain analysis and climate regionalisation. *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 115, (13-28),
- Boivin P., Mergoil J. and Turland M. (1993)** - Carte géologique des formations volcaniques du Velay. CNRS-BRGM
- Bommer J. J. and Rodriguez C. E. (2002)** - Earthquake-induced landslides in Central America. *Engineering Geology*, 63, 189-220
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I. and Bonani G. (1997)** - A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278, 1257-1266
- Bonham-Carter G. F. (1994)** - *Geographic information systems for geoscientists* - modelling with GIS. Pergamon, 398 p.
- Bonvallet J. (1984)** - Population, occupation du sol et mouvements de masse dans la région d'Ain-Draham (Tunisie septentrionale). Colloque 'Mouvements de terrain', Caen, 22-23-24 mars
- Booth A. M., Roering J. J. and Perron J. T. (2009)** - Automated landslide mapping using spectral analysis and high-resolution topographic data: Puget Sound lowlands, Washington, and Portland Hills, Oregon. *Geomorphology*, 109, 132-147
- Borgatti L. and Soldati M. (2003)** - Landslide events as indicators of landscape sensitivity to climate change. Geomorphological sensitivity and system response, Camerino - Modena Apennines, Italy, International Association of Geomorphologists - IAG.35-46
- Borgatti L. and Soldati M. (2010)** - Landslides as a geomorphological proxy for climate change: A record from the Dolomites (northern Italy). *Geomorphology*, 120, 56-64
- Bosselin, B. and F. Djindjian (2002)** - Un essai de reconstitution du climat entre 40.000BP et 10.000BP à partir de séquences polliniques de tourbières et de carottes océaniques et glaciaires à haute résolution. *Archeologica e Calcolatori*, 13, 275-300.
- Bouiller R., Couturié J. P., Kornprobst J., Kienast J. R., Larneyre J., Vilminot J. C., Boivin P. and Gourgaud A.(1978)** - Carte géologique de la France au 1/50 000 : feuille de Cayres. Editions BRGM
- Bourdieu P. (1990)** - L'économie de la maison. *Actes de la recherche en sciences sociales*, 81/82, 2-96
- Bourdieu P. (2000)** - *Les structures sociales de l'économie*. Seuil, Paris 289 p.
- Bourlès D. L., Braucher R. and Siame L. L. (2008)** - Les nucléides cosmogéniques produits *in situ* : applications en géomorphologie quantitative et évolution des paysages. *Les formations superficielles*. Y. Dewolf & G. Bourrié (Eds.), Paris Ellipses, 481-506 p.
- Bournay, E. (2007)** - Trends in natural disasters. Unep/Grid-Arendal, In Dead Water - Climate Change, Pollution, Over-harvest, and Invasive Species in the World's Fishing Grounds
- Bout, P. (1948)** - L'érosion des sols en Haute-Loire. *Bulletin historique, scientifique, littéraire, artistique et agricole illustré - Société scientifique de Haute-Loire*, tome XXVIII, 7-20.
- Bout P. (1960)** - *Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier : corrélations françaises et européennes*. Thèse de doctorat, Imprimerie Jeanne d'Arc, le Puy, Université de Paris, 344 p.
- Bout P. (1974)** - Le périglaciaire du Massif Central de la France. *Revue d'Auvergne*, 88, (1), 49-75
- Boyd R., Gaspar P. and Trout J. D. (1991)** - *The Philosophy of Science*. The MIT Press, Cambridge 800 p.

Brabb E. E. (1984) - Innovative approaches to landslide hazard mapping. 4th International Symposium of Landslides, Toronto, 307-324

Brabb E. E., Pampeyan E. H. and Bonilla M. G.(1972) - Landslide susceptibility in San Mateo County, California,. U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-360

Bradshaw M. and Weaver R. (1993) - *Physical Geography: An introduction to Earth Environments*. Mosby, St Louis 640 p.

Brandolini P., Faccini F., Robbiano A. and Terranova R. (2007) - Geomorphological hazards and monitoring activity along the western rocky coast of the Portofino Promontory (Italy). *Quaternary International*, 171-172, 131-142

Brardinoni F. and Church M. (2004) - Representing the landslide magnitude-frequency relation: Capilano river basin, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 115-124

Braun G. (1909) - Ueber bodenbewegungen. *Geografische Gesellschaft Greidwald Jahresber*, 2, 17-35

Brenning A. (2005) - Spatial prediction models for landslide hazards: review, comparison and evaluation. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 853-862

Broc N. (1975) - Les débuts de la géomorphologie en France : le tournant des années 1890. *Revue d'histoire des sciences*, 28, (1), 31-60

Broc N. (1977) - De la géologie à la géographie, Albert de Lapparent (1839-1908). *Revue de Géographie de Lyon*, 52, (3), 273-279

Broc N. (2010) - *Une histoire de la géographie physique en France (XIXe - XXe siècles). Les hommes - Les oeuvres - Les idées*. Presses Universitaires de Perpignan, Perpignan 716 p.

Broc N. and Giusti C. (2007) - Autour du Traité de Géographie physique d'Emmanuel de Martonne : du vocabulaire géographique aux théories en géomorphologie. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 124-144

Brocklehurst S. H. (2010) - Tectonic and geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 34, (3), 347-383

Brooks S. M., Crozier M., Preston N. J. and Anderson M. G. (2002) - Regolith stripping and the control of shallow translational hillslope failure: application of a two-dimensional coupled soil hydrology-slope stability model, Hawke's Bay, New Zealand. *Geomorphology*, 45, 165-179

Brückl E., Brunner F. K. and Kraus K. (2006) - Kinematics of a deep-seated landslide derived from photogrammetric, GPS and geophysical data. *Engineering Geology*, 88, 149-159

Bruno F. and Mariller F. (2000) - Test of high-resolution seismic reflection and other geophysical techniques on the Boup landslide in the Swiss Alps. *Surveys in Geophysics*, 21, 333-348

Brunsdon D. (2001) - A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. *Catena*, 42, 99-123

Brunsdon D. and Thornes J. B. (1979) - Landscape sensitivity and change. *Transactions of the Institute of British Geographers*, 4, 463-484

Bull W. B. (1991) - *Geomorphic responses to climatic change*. Oxford University Press, New York 326 p.

Bulut F., Boynukalin S., Tarhan F. and Ataoglu E. (2000) - Reliability of landslide isopleth maps. *Bulletin of Engineering Geology Environment*, 58, 95-98

Buma J. and Dehn M. (1998) - A method for predicting the impact of climate change on slope stability. *Environmental Geology*, 35, (2-3), 190-196

Burbank D. W. and Pinter N. (1999) - Landscape evolution: the interactions of tectonics and surface processes. *Basin Research*, 11, 1-6

Busche D. (2001) - Early Quaternary landslides of the Sahara and their significance for geomorphic and climatic history. *Journal of Arid Environments*, 49, 429-448

Cabrol J. (2006) - Géomorphologie de la vallée de la Borne (excursion du 12 décembre 2004). *Zircon*, 35, 25-28

Cailleux A. and Tricart J. (1956) - Le problème de la classification des faits géomorphologiques. *Annales de Géographie*, 65, (349), 162-186

Caine N. (1980) - The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler*, 62, 23-27

Calvet M. and Giusti C. (2010) - Postface. La Géographie Physique française cent ans après le Traité : et demain ? *Une histoire de la géographie physique en France (XIXe - XXe siècles). Les hommes - Les oeuvres - Les idées*. N. Broc, Perpignan Presses Universitaires de Perpignan, 677-699

Canuti P., Casagli N., Ermini L., Fanti R. and Farina P. (2004) - Landslide activity as a geoinicator in Italy: significance and new perspectives from remote sensing. *Environmental Geology*, 45, 907-919

Cardinali M., Reichenbach P., Guzzetti F., Ardizzone F., Antonini G., Galli M., Cacciano M., Castellani M. and Salvati P. (2002) - A geomorphological approach to the estimation of landslide hazards and risks in Umbria, Central Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2, 57-72

Carranza E. J. M. and Hale M. (2001) - Geologically Constrained Fuzzy Mapping of Gold Mineralization Potential, Baguio District, Philippines. *Natural Resources Research*, 10, (2), 125-136

Carrara A. (1983) - Multivariate Models for Landslide Hazard Evaluation. *Mathematical Geology*, 15, (3), 403-426

Carrara A. (1989) - Landslide hazard mapping by statistical methods: a "black-box" model approach. International Workshop Natural Disasters in European-Mediterranean Countries, Perugia, Italy, CNR-USNSF.205-224

Carrara A., Cardinali M., Detti R., Guzzetti F., Pasqui V. and Reichenbach P. (1991) - GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16, (5), 427-445

Carrara A., Cardinali M. and Guzzetti F. (1992) - Uncertainty in assessing landslide hazard and risk. *ITC Journal*, 2, 172-183

Carrara A., Cardinali M., Guzzetti F. and Reichenbach P. (1995) - GIS technology in mapping landslide hazard. *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. A. Carrara and F. Guzzetti (eds), Dordrecht, The Netherlands Kluwer Academic Publishers, 135-175 p.

Carrara A., Crosta G. and Frattini P. (2003) - Geomorphological and historical data in assessing landslide hazard. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 1125-1142

Carrara A., Guzzetti F., Cardinali M. and Reichenbach P. (1999) - Use of GIS Technology in the Prediction and Monitoring of Landslide Hazard. *Natural Hazards*, 20, 117-135

Carrara, P. E. and J. M. O'Neill (2003) - Tree-ring dated landslide movements and their relationship to seismic events in southwestern Montana, USA. *Quaternary Research*, 59, 25-35.

Carrara A. and Merenda L. (1976) - Landslide inventory in Northern Calabria, southern Italy. *Bulletin of Geological Society of America*, 87, (8), 1153-1162

Carrasco-Nunez G., Diaz-Castellon R., Siebert L., Hubbard B., Sheridan M. F. and Raul-Rodriguez S. (2006) - Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: The role of sloping substrate and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanologic and Geothermal Research*, 158, 151-176

Carrasco R. M., Pedraza J., Martin-Duque J. F., Mattera M., Sanz M. A. and Bodoque J. M. (2003) - Hazard Zoning for Landslides Connected to Torrential Floods in the Jerte Valley (Spain) by using GIS Techniques. *Natural Hazards*, 30, 361-381

Carstensen L. W. (1987) - A Measure of Similarity for Cellular Maps. *The American Cartographer*, 14, (4), 345-358

Casson B., Delacourt C. and Allemand P. (2005) - Contribution of multi-temporal remote sensing images to characterize landslide slip surface – Application to the La Clapière landslide (France). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 425-437

- Castellanos-abella E. A. and Van-Westen C. J. (2007)** - Generation of a landslide risk index map for Cuba using spatial multi-criteria evaluation. *Landslides*, 4, 311-325
- Castellanos-Abella E. A. and Van-Westen C. J. (2008)** - Qualitative landslide susceptibility assessment by multicriteria analysis: A case study from San Antonio del Sur, Guantánamo, Cuba. *Geomorphology*, 94, 453-466
- Cervi F., Berti M., Borgatti L., Ronchetti F., Manenti F. and Corsini A. (2010)** - Comparing predictive capability of statistical and deterministic methods for landslide susceptibility mapping: a case study in the northern Apennines (Reggio Emilia Province, Italy). *Landslides*, 7, 433-444
- CETE (2000a)** - *Cartographie de l'aléa mouvement de terrain au 1/10000, commune de Ceyssac*. rapport 43/00/14109, Centre d'Etude Technique de l'Equipement, Clermont-Ferrand, 6 p.
- CETE (2000b)** - *Cartographie de l'aléa mouvements de terrain au 1/10000. Communes de Aiguille, Brives-charensac, Chadrac, Espaly, le Puy-en-Velay, Polignac, Vals*. Rapport 43/00/13532, Centre d'Etude Technique de l'Equipement, Clermont-Ferrand, 10 p.
- Chacon J., Irigaray C., Fernandez T. and El-Hamdouni R. (2006)** - Engineering geology maps: landslides and geographical information systems. *Bulletin of Engineering Geology Environment*, 65, 341-411
- Chafchafi A. (1997)** - *Le Velay septentrional : morphogénèse et morphostructure*. Thèse de doctorat, Université de Saint-Etienne, 299 p.
- Chang H. and Kim N. K. (2004)** - The evaluation and the sensitivity analysis of GIS-based landslide susceptibility models. *Geosciences Journal*, 8, (4), 415-423
- Chang J. C. and Slaymaker O. (2002)** - Frequency and spatial distribution of landslides in a mountainous drainage basin : Western Foothills, Taiwan. *Catena*, 46, 285-307
- Chang K. T., Chiang S. H. and Lei F. (2008)** - Analysing the Relationship Between Typhoon-Triggered Landslides and Critical Rainfall Conditions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 1261-1271
- Chau K. T. and Chan J. E. (2005)** - Regional bias of landslide data in generating susceptibility maps using logistic regression: Case of Hong Kong Island. *Landslides*, 2, (280-290),
- Chau K. T., Sze Y. L., Fung M. K., Wong W. Y., Fong E. L. and Chan L. C. P. (2004)** - Landslide hazard analysis for HongKong using landslide inventory and GIS. *Computers & Geosciences*, 30, 429-443
- Chau K. T., Wong R. H. C., Liu J. and Lee C. F. (2003)** - Rockfall Hazard Analysis for Hong Kong Based on Rockfall Inventory. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 36, (5), 383-408
- Chenet M. (2008)** - Le réajustement des versants islandais en contexte de déglaciation rapide : les marges glaciaires du Sud-Est de l'Islande. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 85, (2), 171-180
- Chi K. H., Park N. W. and Chung C. J. (2002)** - Fuzzy logic integration for landslide hazard mapping using spatial data from Boeun, Korea. Symposium on Geospatial Theory, Processing and Applications, Ottawa,
- Chien-Yuan C., Tien-Chen C., Fan-Chieh Y., Wen-Hui Y. and Chun-Chieh T. (2005)** - Rainfall duration and debris-flow initiated studies for real-time monitoring. *Environmental Geology*, 47, 715-724
- Chigira M. (2002)** - Geologic factors contributing to landslide generation in a pyroclastic area: August 1998 Nishigo Village, Japan. *Geomorphology*, 46, 117-128
- Chigira M., Wu X., Inokuchi T. and Wang G. (2010)** - Landslides induced by the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan, China. *Geomorphology*, 118, 225-238
- Chigira M. and Yokoyama O. (2005)** - Weathering profile of non-welded ignimbrite and the water infiltration behavior within it in relation to the generation of shallow landslides. *Engineering Geology*, 78, 187-207
- Choi J., Oh H. J., Lee H. J., Lee C. and Lee S. (2012)** - Combining landslide susceptibility maps obtained from frequency ratio, logistic regression, and artificial neural network models using ASTER images and GIS. *Engineering Geology*, 124, 12-23

- Choi J., Oh H. J., Won J. S. and Lee S. (2010)** - Validation of an artificial neural network model for landslide susceptibility mapping. *Environmental Earth Sciences*, 60, 473-483
- Cholley A. (1950)** - Morphologie structurale et morphologie climatique. *Annales de Géographie*, 59, (317), 321-335
- Chorley R. J. (1967)** - Models in geomorphology. *Models in Geography*. R.J. Chorley & P. Haggett (eds), London Methuen, 59-96
- Chu C. M., Tsai B. W. and Chang K. T. (2009)** - Integrating Decision Tree and Spatial Cluster Analysis for Landslide Susceptibility Zonation. *World Academy of Science, Engineering and Technology*, 56, 479-483
- Chung C. J. and Fabbri A. G. (2008)** - Predicting landslides for risk analysis — Spatial models tested by a cross-validation technique. *Geomorphology*, 94, 438-452
- Chung C. J., Fabbri A. G. and Van-Westen C. J. (1995)** - Multivariate regression analysis for landslide hazard zonation. *Geographical Information Systems in Assessing Natural Hazards*. A. Carrara & F. Guzzetti (Eds.), Netherlands Kluwer Academic Publishers, 107-133 p.
- Chung C. J. F. and Fabbri A. G. (2002)** - Modelling the conditionnal probability of the occurrences of future landslides in a study area characterized by spatial data. Symposium on Geospatial Theory, Processing and Applications, Ottawa,
- Chung C. J. F. and Fabbri A. G. (2003)** - Validation of Spatial Prediction Models for Landslide Hazard Mapping. *Natural Hazards*, 30, 451-472
- Chung C. J. F. and Fabbri A. G. (2004)** - Systematic procedures of landslide-hazard mapping for risk assessment using spatial prediction models. In, T. Glade, M.G. Anderson and M.J. Crozier, eds., *Landslide Hazard and Risk*, 32 pages
- Chung C. J. F., Fabbri A. G., Jang D. H. and Scholten H. J. (2005)** - Risk assessment using spatial prediction model for natural disaster preparedness. __, 22
- Church M. (2010)** - The trajectory of geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 34, (3), 265-286
- Clerici A., Perego S., Tellini C. and Vescovi P. (2002)** - A procedure for landslide susceptibility zonation by the conditional analysis method. *Geomorphology*, 48, 349-364
- Clerici A., Perego S., Tellini C. and Vescovi P. (2006)** - A GIS-based automated procedure for landslide susceptibility mapping by the Conditional Analysis method: the Baganza valley case study (Italian Northern Apennines). *Environmental Geology*, 50, 941-961
- Coates D. R. (1977)** - Landslide perspectives. *Landslides*. D.R. Coates ed., Boulder CO, Geological Society of America, 3-28 p.
- Coe J. A., Ellis W. L., Godt J. W., Savage W. Z., Savage J. E., Michael J. A., Kibler J. D., Powers P. S., Lidke D. J. and Debray S. (2003)** - Seasonal movement of the Slumgullion landslide determined from Global Positioning System surveys and field instrumentation, July 1998–March 2002. *Engineering Geology*, 68, 67-101
- Collison A., Wade S., Griffiths J. and Dehn M. (2000)** - Modelling the impact of predicted climate change on landslide frequency and magnitude in SE England. *Engineering Geology*, 55, 205-218
- Colombo A., Lanteri L., Ramasco M. and Troisi C. (2005)** - Systematic GIS-based landslide inventory as the first step for effective landslide-hazard management. *Landslides*, 2, 291-301
- Colubi A., Gonzalez-Rodriguez G., Dominguez-Cuesta M. J. and Jimenez-Sanchez M. (2008)** - Favorability functions based on kernel density estimation for logistic models: A case study. *Computational Statistics & Data Analysis*, 52, 4533-4543
- Conoscenti C., Di-Maggio C. and Rotigliano E. (2008)** - GIS-analysis to assess landslide susceptibility in a fluvial basin of NW Sicily (Italy). *Geomorphology*, 94, 325-339
- Conrad O., Krüger J. P., Bock M. and Gerold G. (2006)** - Soil degradation risk assessment integrating terrain analysis and soil spatial prediction methods. Soil and desertification - Integrated Research for the Sustainable Management of Soils in Drylands, Hamburg, Germany
- Coolbaugh M. F. and Bedell R. (2004)** - A Simplification of Weights of Evidence using a Density Function and Fuzzy Distributions, using Geothermal Systems in Nevada as an example. *Geological Association of Canada*, special paper, 26 p.

Coppola L., Nardone R., Rescio P. and Bromhead E. (2006) - Reconstruction of the conditions that initiate landslide movement in weathered silty clay terrain: effects on the historic and architectural heritage of Pietrapertosa, Basilicata, Italy. *Landslides*, 3, 349-359

Corominas J. (1996) - The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. *Canadian Geotechnical Journal*, 33, 260-271

Corominas J. and Moya J. (1999) - Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology*, 30, 79-93

Corominas J., Moya J., Lloret A., Gili J. A., Angeli M. G., Pasuto A. and Silvano S. (2000) - Measurement of landslide displacements using a wire extensometer. *Engineering Geology*, 55, 149-166

Corsini A., Pasuto A., Soldati M. and Zannoni A. (2005) - Field monitoring of the Corvara landslide (Dolomites, Italy) and its relevance for hazard assessment. *Geomorphology*, 66, 149-165

Cossart E., Braucher R., Fort M., Bourlès D. L. and Carcaillet J. (2008) - Slope instability in relation to glacial debuttressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ¹⁰Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology*, 95, 3-26

Costanzo D., Cappadonia C., Conoscenti C. and Rotigliano E. (2012) - Exporting a Google Earth™ aided earth-flow susceptibility model: a test in central Sicily. *Natural Hazards*, 61, 103-114

Covey C. (1984) - The Earth's orbit and the Ice Age. *Scientific American*, 250, 58-66

Cross, J. A. (2001) - Megacities and small towns: different perspectives on hazard vulnerability. *Environmental Hazards*, 3, 63-80.

Crozier M. J. (1973) - Techniques for the morphometric analysis of landslides. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 17, (1), 78-101

Crozier M. J. (2005) - Multiple-occurrence regional landslide events in New Zealand : Hazard management issues. *Landslides*, 2, 247-256

Crozier M. J. (2010) - Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review. *Geomorphology*, 124, (3-4), 260-267

Crozier M. J. (2010) - Landslide geomorphology: An argument for recognition, with examples from New Zealand. *Geomorphology*, 120, 3-15

Cruden D. M. (1976) - Major rock slides in the Rockies. *Canadian Geotechnical Journal*, 13, 8-20

Cruden D. M. and Varnes D. J. (1996) - *Landslide types and processes*. Landslides Investigation and Mitigation, Special Report 247, Transportation Research Board, Washington, 36-75 p.

Cubizolle H., Fasson F., Argant J., Latour-Argant C., Galet P. and Oberlin C. (in press) - Mire initiation, climatic change and agricultural expansion over the course of the Late-Holocene in the Massif Central mountain range (France): Causal links and implications for mire conservation. *Quaternary International*, 1-20

Cubizolle H., Georges V., Latour C., Argant J. and Serieyssol K. (2004) - La turfigenèse à la fin du Subboréal et au Subatlantique dans les tourbières basses du Massif Central oriental granitique (France): une manifestation de l'action humaine ? *Quaternaire*, 15, (4), 343-359

Dahal R. K. and Hasegawa S. (2008) - Representative rainfall thresholds for landslides in the Nepal Himalaya. *Geomorphology*, 100, 429-443

Dai F. C. and Lee C. F. (2002) - Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology*, 42, 213-228

Dalongeville R. and Fouache E. (2005) - Les variations de la ligne de rivage en mer Méditerranée orientale du Pléistocène supérieur et de l'Holocène récent : réflexions. *Paléorient*, 31, (1), 27-38

Damm B. and Terhorst B. (2010) - A model of slope formation related to landslide activity in the Eastern Prealps, Austria. *Geomorphology*, 122, 338-350

Dapples F. (2002) - *Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène: influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine*. Thèse de doctorat, Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse), 158 p.

Dapples, F., A. F. Lotter, J. F. N. van-Leeuwen, W. O. van-der-Knaap, S. Dimitriadis and D. Oswald (2002) - Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology*, 27, 239-248.

Darwin C. (1859) - *On the Origin of Species by Means of Natural Selection, or the Preservation of Favoured Races in the Struggle for Life*. John Murray, Londres, 502 p.

Das I., Sashoo S., van-Westen C. J., Stein A. and Hack R. (2010) - Landslide susceptibility assessment using logistic regression and its comparison with a rock mass classification system, along a road section in the northern Himalayas (India). *Geomorphology*, 114, 627-637

Davis W. M. (1899) - The geographical cycle. *Geography Journal*, 14, 481-504

Davis W. M. (1905) - *Complications of the geographical cycle*. Report of the Eighth Geographical Congress, Washington, 50-163

de-la-Noë G. and de-Margerie E. (1888) - *Les formes du Terrain*. in-4°, Paris VII-205 p.

de-Lapparent A. A. C. (1896) - *Leçons de Géographie Physique*. Masson & Cie, Paris 590 p.

de-Saporta G. (1870) - Remarques sur la flore des Arkoses de Brives. *Bulletin de la société géologique de France*, 2ème série, (t. XXVI), 1078

Defive E. (1996) - *L'encaissement du réseau hydrographique dans le bassin supérieur de la Loire - contribution à l'étude des rythmes d'évolution géomorphologique en moyenne montagne volcanisée*. Thèse de doctorat, Paris I, Panthéon-Sorbonne, 551 p.

Defive E. (2008) - Facteurs de continuité et de disjonction spatio-temporelle des évolutions aux échelles moyennes en Haute-Loire et Haut-Allier. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 2, 237-244

Defive E., Gauthier A. and Pastre J. F. (2005) - L'évolution plio-quaternaire du bassin du Puy (Massif central, France) : rythmes morphosédimentaires et volcanisme. *Quaternaire*, 16, (3), 177-190

Degeai, J. P. and J. F. Pastre (2009) - Environmental Impact on the Late Pleistocene and Holocene Soil Erosion in the "Lac Du Bouchet" Maar Crater (Massif Central, France). *Quaternaire*, 20, (2), 149-159.

DeGraff J. V. and Canuti P. (1988) - Using isopleth mapping to evaluate landslide activity in relation to agricultural practices. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 38, 61-71

Dehn M. (1999) - Application of an analog downscaling technique to the assessment of future landslide activity — a case study in the Italian Alps. *Climate Research*, 13, 103-113

Dehn M. and Buma J. (1999) - Modelling future landslide activity based on general circulation models. *Geomorphology*, 30, 175-187

Dehn M., Bürger G., Buma J. and Gasparetto P. (2000) - Impact of climate change on slope stability using expanded downscaling. *Engineering Geology*, 55, 193-204

Delannoy, J. J. (1997) - *Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la Transversale de Ronda (Andalousie) : les apports morphogéniques du karst*. Thèse de doctorat d'état, Insitut de Géographie Alpine, Université Joseph Fourier, Grenoble, 678p.

Del-Gaudio V. and Wasowski J. (2004) - Time probabilistic evaluation of seismically induced landslide hazard in Irpinia (Southern Italy). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 24, 915-928

- Del-Gaudio V. and Wasowski J. (in press)** - Advances and problems in understanding the seismic response of potentially unstable slopes. *Engineering Geology*, 122, (1-2), 73-83
- Deline P. (2008)** - Les changements climatiques et la dynamique paraglaciale dans le massif du Mont Blanc. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 85, (2), 153-160
- Demangeon, A. (1910)** - Le relief du Limousin. *Annales de Géographie*, 120-149.
- Demoulin A., Pissart A. and Schroeder C. (2003)** - On the origin of late Quaternary palaeolandslides in the Liège (E Belgium) area. *International Journal of Earth Sciences*, 92, 795-805
- Densmore A. L., Ellis M. A. and Anderson R. S. (1998)** - Landsliding and the evolution of normal fault-bounded mountains. *Journal of geophysical research*, 103, (B7), 15203-15219
- Deroin J. P., Girault F., Rouzeau O. and Scanvic J. Y. (1993)** - Cartographie géologique en Velay : aspects méthodologiques de l'étude par télédétection et présentation des résultats. *Géologie de la France*, 1, 3-13
- Despres F. (1987)** - Les chablis des 6 et 7 novembre 1982 en Auvergne. *Revue Forestière Française*, 39, (4), 281-287
- Devillers B. (2005)** - *Morphogenèse et anthropisation holocènes d'un bassin versant semi-aride : le Gialias, Chypre*. Thèse de doctorat, UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement, Université Aix-Marseille I, 421 p.
- Devoli G., Morales A. and Hoeg K. (2007)** - Historical landslides in Nicaragua—collection and analysis of data. *Landslides*, 4, 5-18
- Dewitte O. and Demoulin A. (2005)** - Morphometry and kinematics of landslides inferred from precise DTMs in West Belgium. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, 259-265
- Dikau R., Brunsden D., Schrott L. and Ibsen M. (1996)** - *Landslide recognition: identification, movement and causes*. Wiley, 251 p.
- Dixon N. and Brook E. (2007)** - Impact of predicted climate change on landslide reactivation: case study of Mam Tor, UK. *Landslides*, 4, 137-147
- Dixon T. H. (1991)** - An introduction to the global positioning system and some geological applications. *Reviews of Geophysics*, 29, (2), 249-276
- Dominguez-Cuesta M. J., Jimenez-Sanchez M. and Berrezueta E. (2007)** - Landslides in the Central Coalfield (Cantabrian Mountains, NW Spain): Geomorphological features, conditioning factors and methodological implications in susceptibility assessment. *Geomorphology*, 89, 358-369
- Dominguez-Cuesta M. J., Sanchez M. J. and Garcia A. R. (1999)** - Press archives as temporal records of landslides in the North of Spain : relationships between rainfall and instability slope events. *Geomorphology*, 30, 125-132
- Dortch J. M., Owen L. A., Haneberg W. C., Caffee M. W., Dietsch C. and Kamp U. (2009)** - Nature and timing of large landslides in the Himalaya and Transhimalaya of northern India. *Quaternary Science Review*, 28, 1037-1054
- Douglass A. E. (1909)** - Weather cycles in the growth of big trees. *Monthly Weather Review*, 37, (5), 225-237
- Douglass A. E. (1921)** - Dating Our Prehistoric Ruins: How Growth Rings in Timbers Aid in Establishing the Relative Ages in Ruined Pueblos of the Southwest. *Natural History*, 21, (2), 27-30
- Du J. C. and Teng H. C. (2007)** - 3D laser scanning and GPS technology for landslide earthwork volume estimation. *Automation in Construction*, 16, 657-663
- Duman T. Y., Can T., Gokceoglu C., Nefeslioglu H. A. and Sonmez H. (2006)** - Application of logistic regression for landslide susceptibility zoning of Cekmece Area, Istanbul, Turkey. *Environmental Geology*, 51, (241-256),
- Eberhardt E., Thuro K. and Luginbuehl M. (2005)** - Slope instability mechanisms in dipping interbedded conglomerates and weathered marls—the 1999 Rufi landslide, Switzerland. *Engineering Geology*, 77, 35-56

- Egan J. P. (1975)** - *Signal detection theory and ROC analysis*. New York Academic Press, 277 p.
- Ekeland, I. (1977)** - La théorie des catastrophes. *La Recherche*, **8**, (81), 745-754
- EPOCH (1993)** - *The temporal occurrence and forecasting of landslides in the European community*. Contract n°900025 Ed. Flageollet, 3 volumes
- Ercanoglu M. (2005)** - Landslide susceptibility assessment of SE Bartın (West Black Sea region, Turkey) by artificial neural networks. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **5**, 979-992
- Ercanoglu M. and Gokceoglu C. (2002)** - Assessment of landslide susceptibility for a landslide-prone area (north of Yenice, NW Turkey) by fuzzy approach. *Environmental Geology*, **41**, 720-730
- Ercanoglu M., Gokceoglu C. and Van-Asch T. W. J. (2004)** - Landslide Susceptibility Zoning North of Yenice (NW Turkey) by Multivariate Statistical Techniques. *Natural Hazards*, **32**, 1-23
- Ercanoglu M., Kasmer O. and Temiz N. (2008)** - Adaptation and comparison of expert opinion to analytical hierarchy process for landslide susceptibility mapping. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **67**, 565-578
- Etlicher B. (1977)** - Premières remarques sur les formations de pente périglaciaires en Forez. *Revue de Géographie de Lyon*, **52**, (1), 71-88
- Etlicher B. (1985)** - Corrélations glaciaire-périglaciaire dans l'Est du Massif central français. *Bulletin de l'association française pour l'étude du Quaternaire*, **22**, (2-3), 117-124
- Etlicher B. (1986)** - *Les massifs du Forez, du Pilat et du Vivarais ; régionalisation et dynamique des héritages glaciaires et périglaciaires en moyenne montagne cristalline*. Thèse de doctorat, Centres d'études foréziennes, Université de Saint-Etienne, 682 p.
- Evans S. G., Roberts N. J., Ischuk A., Delaney K. B., Morozova G. S. and Tutubalina O. (2009)** - Landslides triggered by the 1949 Khatay earthquake, Tajikistan, and associated loss of life. *Engineering Geology*, **109**, 195-212
- Fabbri A. G., Chung C. F., Napolitano P., Remondo J. and Zêzere J. L. (2002)** - Prediction rate functions of landslide susceptibility applied in the Iberian Peninsula. *Assessment of Landslide Risk and Mitigation in Mountain Areas, ALARM*, **14** pages
- Fairbanks R. G., Mortlock R. A., Chiu T. C., Cao L., Kaplan A., Guilderson T. P., Fairbanks T. W. and Bloom A. L. (2005)** - Marine Radiocarbon Calibration Curve Spanning 0 to 50,000 Years B.P. Based on Paired ²³⁰Th/²³⁴U/²³⁸U and ¹⁴C Dates on Pristine Corals. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 1781-1796
- Falaschi F., Giacomelli F., Frederici P. R., Puccinelli A., Avanzi G. D. A., Pochini A. and Ribolini A. (2009)** - Logistic regression versus artificial neural networks: landslide susceptibility evaluation in a sample area of the Serchio River valley, Italy. *Natural Hazards*, **50**, 551-569
- Fantucci, R. and M. Sorriso-Valvo (1999)** - Dendrogeomorphological analysis of a slope near Lago, Calabria (Italy). *Geomorphology*, **30**, 165-174.
- Fattet M., Fu Y., Ghestem M., Ma W., Foulonneau M., Nespoulous J., Le-Bissonnais Y. and Stokes A. (2011)** - Effects of vegetation type on soil resistance to erosion: Relationship between aggregate stability and shear strength. *Catena*, **87**, 60-69
- Faure R. M. (1985)** - Analyse des contraintes dans un talus par la méthode des perturbations. *Revue Française de Géotechnique*, **33**, 49-59
- Faure R. M., Pham M. and Jolly P. (1996)** - Three dimensional slope stability analysis by the perturbation method. *Landslides*. Balkema Sennesset Editor, **2**, 1207-1212
- Fell R., Corominas J., Bonnard C., Cascini L., Leroi E. and Savage W. Z. (2008)** - Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. *Engineering Geology*, **102**, 85-98
- Fellenius W. (1927)** - *Erdstatische Berechnungen mit Reibung und Kohäsion*. Berlin Ernst and Sohn, 40 p.

Fellenius W. (1936) - *Calculation of the stability of earth dams*. Transactions of the 2nd Congress on large Dams, Washington, 445

Fernandes N. F., Guimaraes R. F., Gomes R. A. T., Vieira B. C., Montgomery D. R. and Greenberg H. (2004) - Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. *Catena*, 55, 163-181

Fernandez T., Jimenez J., Fernandez P., El-Hamdouni R., Cardenal F. J., Delgado J., Irigaray C. and Chacon J. (2008) - Automatic detection of landslide features with remote sensing techniques in the Betic Cordilleras (Granada, Southern Spain). The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Beijing, 351-356

Feybesse J. L., Turland M., Nehlig P., Capdevila R., Alsac C., Dagain J., Mergoïl J. and Werth F. (1998) - Carte géologique de la France au 1/50 000 : feuille d'Yssingeaux. Editions BRGM

Feyerabend P. (1993) - *Against Method*. Verso, London 279 p. p.

Finlay P. J., Mostyn G. R. and Fell R. (1999) - Landslide risk assessment: prediction of travel distance. *Canadian Geotechnic Journal*, 36, 556-562

Flageollet J. C. (1996) - The time dimension in study of mass movements. *Geomorphology*, 15, 185-190

Flageollet, J. C. (1976) - *Formations superficielles et reliefs d'érosion différentielle dans les massifs anciens cristallins : l'exemple du Limousin et de la Vendée du Nord-Ouest*. Thèse de doctorat, Université Paris VII, Paris, 507 p.

Flageollet J. C., Maquaire O., Martin B. and Weber D. (1999) - Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). *Geomorphology*, 30, 65-78

Fort M., Cossart E. and Arnaud-Fassetta G. (2010) - Hillslope-channel coupling in the Nepal Himalayas and threat to man-made structures: The middle Kali Gandaki valley. *Geomorphology*, 124, 178-199

Foster C., Jenkins G. O. and Gibson A. D. (2007) - *Landslides and mass movement processes and their distribution in the York District (Sheet 63)*. 49 p.

Francou B. and Bertran P. (1997) - A multivariate analysis of clast displacement rates on stone-banked sheets, Cordillera Real, Bolivia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 371-382

Frei M., Boll A., Graf G., Heinimann H. R. and Springman S. (2003) - Quantification of the influence of vegetation on soil stability. Proceedings of the International Conference on Slope Engineering, Hong-Kong, China, 8-10 December 2003

Gabis V. (1963) - Etude minéralogique et géochimique de la série sédimentaire oligocène du Velay. *Bulletin de la Société française de Minéralogie et Cristallographie*, LXXXVI, 315-354

Galli M., Ardizzone F., Cardinali M., Guzzetti F. and Reichenbach P. (2008) - Comparing landslide inventory maps. *Geomorphology*, 94, 268-289

Galop D., Carozza L., Marembert F. and Bal M. C. (2007) - Activités agropastorales et climat durant l'âge du Bronze dans les Pyrénées : l'état de la question à la lumière des données environnementales et archéologiques. *Environnements et cultures à l'âge du Bronze en Europe occidentale*. M. Magny H. Richard, C. Mordant, CTHS, 400 p.

Gao J. and Maro J. (2010) - Topographic controls on evolution of shallow landslides in pastoral Wairarapa, New Zealand, 1979–2003. *Geomorphology*, 114, 373-381

Garcia-Rodriguez M. J., Malpica J. A., Benito B. and Diaz M. (2008) - Susceptibility assessment of earthquake-triggered landslides in El Salvador using logistic regression. *Geomorphology*, 95, 172-191

Gasparetto P., Mosselman M. and van-Asch T. W. J. (1996) - The mobility of the Alvera landslide (Cortina d'Ampezzo, Italy). *Geomorphology*, 15, 327-335

Geary R. C. (1954) - The contiguity ratio and statistical mapping. *The Incorporated Statistician*, 5, (3), 115-145

- Geertsema M. and Clague J. J. (2006)** - 1,000-year record of landslide dams at Halden Creek, northeastern British Columbia. *Landslides*, 3, 217-227
- Gemitzi A., Falalakis G., Eskioglou P. and Petalas C. (2010)** - Evaluating landslide susceptibility using environmental factors, fuzzy membership functions and GIS. *Global NEST Journal*, 12, (4),
- Giardini D., Jimenez M. J. and Grünthal G.(2003)** - European-Mediterranean seismic hazard map. scale 1:5 000 000 ESC-SESAME
- GIEC (2007)** - *Bilan 2007 des changements climatiques*. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (Eds.), GIEC, Genève, Suisse., 103 p.
- Gilbert G. K. (1877)** - *Geology of the Henry Mountains (Utah)*. U.S. Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountains Region. U.S Government Printing Office, Washington D.C., 170 p.
- Gilbert G. K. (1886)** - The inculcation of scientific method by example, with an illustration drawn from the Quaternary geology of Utah. *American Journal of Science*, 31, 284-299
- Gilbert G. K. (1896)** - The origin of hypotheses, illustrated by the discussion of a topographic problem. *Science*, n.s., (3), 1-13
- Gilbert G. K. (1909)** - The convexity oh hillslopes. *Journal of Geology*, 17, 344-350
- Gili J. A., Corominas J. and Rius J. (2000)** - Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring. *Engineering Geology*, 55, 167-192
- Gilluly J. (1955)** - Geologic contrasts between continents and ocean basins. *Geological Society of America Special Paper*, 62, 7-18
- Gioia D., Di-Leo P., Giano S. I. and Schiattarella M. (2010)** - Chronological constraints on a Holocene landslide in an intermontane basin of the southern Apennines, Italy: Morphological evolution and palaeoclimate implications. *The Holocene*, 21, (2), 263-273
- Girod M., Bouiller R., Weber F., Larqué P. and Giot D.(1979)** - Carte géologique de la France au 1/50 000 : feuille du Puy-en-Velay. Editions BRGM
- Giusti, C. (2002)** - *Le Sud du Massif central (France). Implications morphogénétiques de l'activation d'une marge passive. Approche épistémologique et naturaliste*. Thèse de doctorat, 2 tomes, Université de Perpignan, 563 p.
- Giusti C., Calvet M. and Gunnell Y. (2008)** - Introduction aux approches géographiques multiscalaire des facteurs de réactivité du relief. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 2, 209-215
- Glade T. (2003)** - Landslide occurrence as a response to land use change: a review of evidence from New Zealand. *Catena*, 51, 297-314
- Glade T. (2003)** - Vulnerability assessment in landslide risk analysis. *Die Erde*, 134, (2), 123-146
- Glade T., Crozier M. and Smith P. (2000)** - Applying Probability Determination to Refine Landslide-triggering Rainfall Thresholds Using an Empirical "Antecedent Daily Rainfall Model". *Pure and Applied Geophysics*, 157, 1059-1079
- Glade T., Stark P. and Dikau R. (2005)** - Determination of potential landslide shear plane depth using seismic refraction—a case study in Rheinhessen, Germany. *Bulletin of Engineering Geology Environment*, 64, 151-158
- Gleick J. (2008)** - *La théorie du Chaos*. Champs sciences, Flammarion, 494 p.
- Glenn N. F., Streutker D. R., Chadwick D. J., Thackray G. D. and Dorsch S. J. (2006)** - Analysis of LiDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. *Geomorphology*, 73, 131-148
- Godt J. W., Baum R. L. and Chleborad A. F. (2006)** - Rainfall characteristics for shallow landsliding in Seattle, Washington, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 97-110
- Gokceoglu C. and Aksoy H. (1996)** - Landslide susceptibility mapping of the slopes in the residual soils of the Mengen region (Turkey) by deterministic stability analyses and image processing techniques. *Engineering Geology*, 44, 147-161

- Gokceoglu C. and Sezer E. (2009)** - A statistical assessment on international landslide literature (1945–2008). *Landslides*, 6, 345-351
- Göktürkler G., Balkaya C. and Erhan Z. (2008)** - Geophysical investigation of a landslide : The Altındağ landslide site, İzmir (western Turkey). *Journal of Applied Geophysics*, 65, 84-96
- Gold R. D., Wegmann K. W., Palmer S. P., Carson R. J. and Spencer P. K. (2004)** - *A Comparative Study of Aerial Photographs and LIDAR Imagery for Landslide Detection in the Puget Lowland, Washington*. Washington Division of Geology and Earth, Resources Open file report 2004-2006, 66 p.
- Gonzalez-Diez A., Remondo J., Diaz-de-Teran J. R. and Cendrero A. (1999)** - A methodological approach for the analysis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides. *Geomorphology*, 30, 95-113
- Gonzalez-Diez A., Salas L., Diaz-de-Teran J. R. and Cendrero A. (1996)** - Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain. *Geomorphology*, 15, 291-309
- Good I. J. (1950)** - *Probability and the Weighing of Evidence*. Charles Griffin and Company, London, 119 p.
- Gorsevski P. V., Gessler P. and Foltz R. B. (2000)** - Spatial Prediction of Landslide Hazard Using Discriminant Analysis and GIS. GIS in the Rockies 2000 Conference and Workshop, Applications for the 21st Century, Denver, Colorado, 25-27 septembre
- Gorsevski P. V. and Jankowski P. (2008)** - Discerning landslide susceptibility using rough sets. *Computers, Environment and Urban Systems*, 32, 53-65
- Gorum T., Fan X., van-Westen C. J., Huang R. Q., Xu Q., Tang C. and Wang G. (2011)** - Distribution pattern of earthquake-induced landslides triggered by the 12 May 2008 Wenchuan earthquake. *Geomorphology*, 133, 152-167
- Grandjean G., Malet J. P., Bitri A. and Meric O. (2007)** - Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178, (2), 127-136
- Grandjean G., Mardhel V., Hohmann A. and Vandromme R. (2009)** - Vers un modèle hydrologique simplifié pour les études géomécaniques spatialisées. Colloque de la Société Hydrotechnique de France,
- Grandjean G., Pennetier C., Bitri A., Meric O. and Malet J. P. (2006)** - Caractérisation de la structure interne et de l'état hydrique de glissements argilo-marneux par tomographie géophysique : l'exemple du glissement-coulée de Super-Sauze (Alpes du Sud, France). *C.R. Géoscience*, 338, 587-595
- Grandjean G. and Sage S. (2004)** - JaTS: a fully portable seismic tomography software based on Fresnel wavepaths and a probabilistic reconstruction approach. *Computers & Geosciences*, 30, 925-935
- Greco R., Sorriso-Valvo M. and Catalano E. (2007)** - Logistic Regression analysis in the evaluation of mass movements susceptibility: The Aspromonte case study, Calabria, Italy. *Engineering Geology*, 89, 47-66
- Gregori E., Costanza-Andrenelli M. and Zorn G. (2006)** - Assessment and classification of climatic aggressiveness with regard to slope instability phenomena connected to hydrological and morphological processes. *Journal of Hydrology*, 329, 489-499
- Griffiths J. S., Hart A. B., Mather A. E. and Stokes M. (2005)** - Assessment of some spatial and temporal issues in landslide initiation within the Río Aguas Catchment, South-East Spain. *Landslides*, 2, 183-192
- Grove J. M. (1972)** - The incidence of landslides avalanches, and floods in western Norway during the Little Ice Age. *Arctic and Alpine Research*, 4, (2), 131-138
- Grove J. M. and Switsur R. (1994)** - Glacial geological evidence for the medieval warm period. *Climatic Change*, 26, 143-169
- Guadagno F. M., Forte R., Revellino P., Fiorillo F. and Focareta M. (2005)** - Some aspects of the initiation of debris avalanches in the Campania Region: The role of morphological slope discontinuities and the development of failure. *Geomorphology*, 66, 237-254
- Gudmundsson A. (2009)** - Toughness and failure of volcanic edifices. *Tectonophysics*, 471, 27-35

Gutenberg B. and Richter C. F. (1954) - *Seismicity of the Earth and Associated Phenomenon*. 2nd edition. Princeton University Press, 310 p.

Guthrie R. H. (2002) - The effects of logging on frequency and distribution of landslides in three watersheds on Vancouver Island, British Columbia. *Geomorphology*, 43, 273-292

Guthrie R. H. and Evans S. G. (2004) - Analysis of landslide frequencies and characteristics in a natural system, coastal British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 1321-1339

Guthrie R. H. and Evans S. G. (2004b) - Magnitude and frequency of landslides triggered by a storm event, Loughborough Inlet, British Columbia. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4, 475-483

Guzzetti F., Cardinali M., Reichenbach P. and Carrara A. (2000) - Comparing Landslide Maps: A Case Study in the Upper Tiber River Basin, Central Italy. *Environmental Management*, 25, (3), 247-263

Guzzetti F., Carrara A., Cardinali M. and Reichenbach P. (1999) - Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31, 181-216

Guzzetti F., Malamud B. D., Turcotte D. L. and Reichenbach P. (2002) - Power-law correlations of landslide areas in central Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 195, 169-183

Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M. and Stark C. P. (2007) - Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 98, 239-267

Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M. and Stark C. P. (2008b) - The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides*, 5, 3-17

Guzzetti F., Reichenbach P., Ardizzone F., Cardinali M. and Galli M. (2006) - Estimating the quality of landslide susceptibility models. *Geomorphology*, 81, 166-184

Guzzetti F., Reichenbach P., Cardinali M., Galli M. and Ardizzone F. (2005) - Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. *Geomorphology*, 72, 272-299

Hack J. (1960) - Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal of Science*, 258A, 80-97

Hammond C., Hall D., Miller S. and Swetik P. (1992) - *Level I Stability Analysis (LISA) Documentation for Version 2.0*. General Technical Report INT-285, USDA Forest Service Intermountain Research Station

Hansen A. (1984) - Landslide Hazard analysis. *Slope Instability*. Wiley D. Brunsten and D.B. Prior eds., Chichester, UK, NY John Wiley & Sons, 523-602

Hansen M. J. (1984) - Strategies for classification of landslides. *Slope Instability*. Wiley D. Brunsten and D.B. Prior eds., Chichester, UK, 1-25

Hanson N. R. (1958) - *Patterns of Discovery*. Cambridge University Press, Cambridge 240 p.

Harvey A. M. (2001) - Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *Catena*, 42, 225-250

Hattaji T. and Moriwaki H. (2009) - Morphometric analysis of relic landslides using detailed landslide distribution maps: Implications for forecasting travel distance of future landslides. *Geomorphology*, 103, 447-454

Havenith H. B. and Bourdeau C. (2010) - Earthquake-induced landslide hazards in mountain regions: a review of case histories from Central Asia. *Geologica Belgica*, 13, (3), 137-152

Hawke R. and McConchie J. (2011) - In situ measurement of soil moisture and pore-water pressures in an 'incipient' landslide: Lake Tutira, New Zealand. *Journal of Environmental Management*, 92, 266-274

He Y. and Beighley R. E. (2007) - GIS-based regional landslide susceptibility mapping: a case study in southern California. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, (3), 380-393

- Heim A. (1882)** - Über Bergstürze. *Gesellschaft Zurich Neujahrs* 84, 31
- Heim A. (1932)** - Bergsturz and Menschenleben. Beiblatt zur Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zurich, 218 p.
- Henkel D. J. and Skempton A. W. (1955)** - A landslide at Jackfield, Shropshire, in a heavily over-consolidated clay. *Geotechnique*, 5, 131-137
- Hergarten S. (2002)** - *Self-Organized criticality in earth systems*. Berlin Springer, Heidelberg, New-York, 272 p.
- Hergarten S. (2003)** - Landslides, sandpiles, and self-organized criticality. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3, 505-514
- Hervás J., Günther A., Reichenbach P., Malet J. P. and Van-Den-Eeckhaut M. (2010)** - Harmonised approaches for landslide susceptibility mapping in Europe. International Conference Mountain Risks: Bringing Science to Society, Florence, Italy, 24-26 November 2010, CERIG Editions.501-505
- Hippolyte J. C., Bourlès D., Braucher R., Carcaillet J., Léanni L., Arnold M. and Aumaître G. (2009)** - Cosmogenic ¹⁰Be dating of a sacking and its faulted rock glaciers, in the Alps of Savoy (France). *Geomorphology*, 108, 312-320
- Hiraishi N. (submitted)** - Formation of inner gorge and occurrence of gravitational slope deformation in the central Kii Mountains. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*,
- Hiraishi N. and Chigira M. (2010)** - Formation of inner gorge and landslide occurrence by knickpoint recession in the Kii Mountains, southwest Japan. European Geosciences Union, Vienna
- Holm K., Bovis M. and Jakob M. (2004)** - The landslide response of alpine basins to post-Little Ice Age glacial thinning and retreat in southwestern British Columbia. *Geomorphology*, 57, 201-216
- Hong Y. and Adler R. F. (2008)** - Predicting global landslide spatiotemporal distribution: Integrating landslide susceptibility zoning techniques and real-time satellite rainfall estimates. *International Journal of Sediment Research*, 23, 249-257
- Horton R. E. (1932)** - Drainage basin Characteristics. *Trans. Am. Geophys. Union*, 13, 350-361
- Horton R. E. (1945)** - Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, 50, 275-370
- Hosmer D. W. and Lemeshow S. (1989)** - *Applied Regression Analysis*. Wiley, New York 307 p.
- Hovius N. and Stark C. P. (2006)** - Landslide-driven erosion and topographic evolution of active mountain belts. *Landslides from Massive Rock Slope Failure* Gabriele Scarascia Mugnozza Stephen G. Evans, Alexander Strom & Reginald L. Hermanns, Dordrecht, Netherlands NATO Science series, IV. Earth and environmental Sciences, Springer, 49, 573-590
- Hovius N., Stark C. P. and Allen P. A. (1997)** - Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*, 25, (3), 231-234
- Hovius N., Stark C. P., Hao-Tsu C. and Jiun-Chuan L. (2000)** - Supply and Removal of Sediment in a Landslide-Dominated Mountain Belt: Central Range, Taiwan. *The Journal of Geology*, 108, 73-89
- Howe E. (1909)** - *Landslides in the San Juan Mountains, Colorado: Including a Consideration of their causes and their classification*. USGS Professional Paper, 67
- Hradecky J., Panek T. and Klimova R. (2007)** - Landslide complex in the northern part of the Silesian Beskydy Mountains (Czech Republic). *Landslides*, 4, 53-62
- Hsü K. J. (1975)** - Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rockfalls. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 129-140
- Huang J. C., Kao S. J., Hsu M. L. and Lin J. C. (2006)** - Stochastic procedure to extract and to integrate landslide susceptibility maps: an example of mountainous watershed in Taiwan. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, 803-815

Huang R. Q. and Li W. L. (2009) - Analysis of the geo-hazards triggered by the 12 May 2008 Wenchuan earthquake, China. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 68, 363-371

Hugenholtz C. and Lacelle D. (2004) - Geomorphic controls on landslide activity in Champlain sea clays along Green's Creek, eastern Ontario, Canada. *Géographie physique et Quaternaire*, 58, (1), 9-23

Huggett R. (2007) - A history of the system approach in geomorphology. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 145-158

Hungr O., Evans S. G., Bovis M. J. and Hutchinson J. N. (2001) - A review of the Classification of Landslides of the Flow Type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7, (3), 221-238

Hunter G. and Fell R. (2003) - Travel distance angle for "rapid" landslides in constructed and natural soil slopes. *Canadian Geotechnical Journal*, 40, 1123-1141

Huntley, B. and I. C. Prentice (1993).- Holocene vegetation and climates of Europe. *Global Climates since the last Glacial Maximum*, Wright H.E., Kutzbach J.E., Webb T., Ruddiman W.F., Street-Perrott F.A., Bartlein P.J. (Eds), 136-168

Hürlimann M., Ledesma A. and Marti J. (2001) - Characterisation of a volcanic residual soil and its implications for large landslide phenomena: application to Tenerife, Canary Islands. *Engineering Geology*, 59, 115-132

Huscroft C. A., Lipovsky P. S. and Bond J. D. (2003) - Permafrost and landslide activity : Case studies from southwestern Yukon Territory. *Yukon Exploration and Geology*, 107-119 p.

Hutchinson J. N. (1968) - Mass movements. *The Encyclopedia of Geomorphology*. NY, Fairbridge R.W. Reinhold, 688-695

Hutchinson J. N. (1988) - Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. *Proceedings, 5th International Conference on Landslides, Vol. 1, Lausanne*. Rotterdam, ed. Bonnard C. A. A. Balkema, 3-35

Ibsen M. L. and Brunsden D. (1996) - The nature, use and problems of historical archives for the temporal occurrence of landslides, with specific reference to the south coast of Britain, Ventnor, Isle of Wight. *Geomorphology*, 15, 241-258

Innes J. L. (1985) - Lichenometry. *Progress in Physical Geography*, 9, 187-254

INSEE (2010) - Nouvelles projections démographiques auvergnates: vers trois décennies de croissance. *La Lettre*, 67, 7p.

Ioannilli M. and Paregiani A. (2008) - Automated Unsupervised Geomorphometric Classification of Earth Surface for Landslide Susceptibility Assessment. *ICCSA 2008*. O. Gervasi et al. (Eds.), Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1, 268-283

Irigaray C., Lamas F., El-Hamdouni R., Fernandez T. and Chacon J. (2000) - The Importance of the Precipitation and the Susceptibility of the Slopes for the Triggering of Landslides Along the Roads. *Natural Hazards*, 21, 65-81

Isik N. S., Doyuran V. and Ulusay R. (2004) - Assessment of a coastal landslide subjected to building loads at Sinop, Black Sea region, Turkey, and stabilization measures. *Engineering Geology*, 75, 69-88

Iverson R. M. (2000) - Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36, (7), 1897-1910

Ivy-Ochs S., Poschinger A. V., Synal H. A. and Maisch M. (2009) - Surface exposure dating of the Flims landslide, Graubünden, Switzerland. *Geomorphology*, 103, 104-112

Iwahashi J., Watanabe S. and Furuya T. (2001) - Landform analysis of slope movements using DEM in Higashikubiki area, Japan. *Computers & Geosciences*, 27, 851-865

Jacmon A. and Chassaing A. (1885) - *Mémoires d'Antoine Jacmon, bourgeois du Puy. Recueil des chroniqueurs du Puy-en-Velay*, Marchessou, Université de Harvard, 308 p.

Jakob M. and Lambert S. (2009) - Climate change effects on landslides along the southwest coast of British Columbia. *Geomorphology*, 107, 275-284

Jarman D. (2006) - Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: Characterisation, causes and spatial distribution. *Engineering Geology*, 83, 161-182

Jefferson A., Grant G. E., Lewis S. L. and Lancaster S. T. (2010) - Coevolution of hydrology and topography on a basalt landscape in the Oregon Cascade Range, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 803-816

Jenness, J. (2006) - Topographic Position Index (tpi_jen.avx) extension for ArcView 3.x, v. 1.3a. *Jenness Enterprises*. Available at: <http://www.jennessent.com/arcview/tpi.htm>

Jibson R. (1989) - Debris flow in southern Puerto Rico. *Geological Society of America*, 236, 29-55

Johnson R. H. (1987) - Dating of ancien, deep-seated landslides in temperate regions. *Slope stability, geotechnical engineering and geomorphology*. M.G. Anderson & K.S. Richard (Eds.), Chichester John Wiley & Sons, 561-600

Jomard H., Lebourg T. and Tric E. (2007) - Identification of the gravitational boundary in weathered gneiss by geophysical survey: La Clapière landslide (France). *Journal of Applied Geophysics*, 62, 47-57

Jongmans D., Bièvre G., Renalier F., Schwartz S., Beaurez N. and Orengo Y. (2009) - Geophysical investigation of a large landslide in glaciolacustrine clays in the Trièves area (French Alps). *Engineering Geology*, 109, 45-56

Jongmans D. and Garambois S. (2007) - Geophysical investigation of landslides: A review. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178, (2), 101-112

Jourez, B. (1997) - Le bois de tension, définition et distribution dans l'arbre. *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement*, 1, (2), 100-112.

Jubertie F. (2006) - *Les excès climatiques dans le Massif central français : L'impact des temps forts pluviométriques et anémométriques en Auvergne*. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 461 p.

Judson S. and Ritter D. F. (1964) - Rates of regional denudation in the United States. *Journal of geophysical research*, 69, 3395-3401

Kashiwaya K. (1987) - Critical precipitation conditions for landslide and tree ring responses in the Rokko Mountains, Kobe, Japan. The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources, Vancouver, IAHS.191-197

Kass G. (1980) - An exploratory technique for investigating large quantities of categorical data. *Applied Statistics*, 29, (2), 119-127

Kawabata D. and Bandidas J. (2009) - Landslide susceptibility mapping using geological data, a DEM from ASTER images and an Artificial Neural Network (ANN). *Geomorphology*, 113, 97-109

Kaya A. (2009) - Relating equal smectite content and basal spacing to the residual friction angle of soils. *Engineering Geology*, 108, 252-258

Kaynia A. M., Papathoma-Köhle M., Neuhaüser B., Ratzinger K., Wenzel H. and Medina-Cetina Z. (2008) - Probabilistic assessment of vulnerability to landslide: Application to the village of Lichtenstein, Baden-Württemberg, Germany. *Engineering Geology*, 101, 33-48

Keefer D. K. (1984) - Landslides caused by earthquakes. *Bulletin of the Geological Society of America*, 94, (4), 406-421

Keefer D. K. (2000) - Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution —the 1989 Loma Prieta, California event. *Engineering Geology*, 58, 231-249

Keefer D. K. (2002) - Investigating landslides caused by earthquakes - a historical review. *Surveys in Geophysics*, 23, 473-510

Kellerer-Pirklbauer A., Proske H. and Strasser V. (2010) - Paraglacial slope adjustment since the end of the Last Glacial Maximum and its long-lasting effects on secondary mass wasting processes: Hauser Kaibling, Austria. *Geomorphology*, 120, 65-76

Khattak G. A., Owen L. A., Kamp U. and Harp E. L. (2010) - Evolution of earthquake-triggered landslides in the Kashmir Himalaya, northern Pakistan. *Geomorphology*, 115, 102-108

Kieffer G. (1962) - *Un essai de reconstitution de l'évolution du relief dans les bassins volcanisés du Massif Central et sur leurs bordures par les enseignements des coulées de lave*. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 302 p.

King L. C. (1953) - Canons of landscape evolution. *Geological Society of America Bulletin*, 64, 721-752

King L. C. (1962) - *The morphology of the Earth. A study and synthesis of World Scenery*. Olivier & Boyd, Edinburgh, London 699 p.

Kirkby M. J. (1971) - Hillslope process-response models based on the continuity equation. *Ins. Br. Geogr.*, 3, 15-29

Klein, C. (1978) - Les Monts d'Ambazac et de Saint-Goussaud. Deux points de vue sur la morphogénèse limousine. *Norois*, 25, (97-98), 103-126.

Klein C. (1993) - *Du dynamisme des processus à la dynamique des formes en géomorphologie*. Ophrys, Gap 188 p.

Klein C. (1997) - *Du polycyclisme à l'acyclisme en géomorphologie*. Ophrys, Gap 300 p.

Klein C. (1999) - *Henri Baulig (1877-1962). Sa contribution à l'enrichissement de la géomorphologie générale*. Ophrys, Gap 176 p.

Klein C. (2000) - *Du polycyclisme à l'acyclisme en géomorphologie*. Ophrys, 299 p.

Knapen A., Kitutu M. G., Poesen J., Breugelmans W., Deckers J. and Muwanga A. (2006) - Landslides in a densely populated county at the footslopes of Mount Elgon (Uganda): Characteristics and causal factors. *Geomorphology*, 73, 149-165

Korpela, I., E. Välimäki and T. Tuomola (2007) - Mapping forest plots: an efficient method combining photogrammetry and field triangulation. *Silva Fennica*, 41, (3), 457-469.

Korup O. (2006) - Rock-slope failure and the river long profile. *Geology*, 34, (1), 45-48

Korup O. and Clague J. J. (2009) - Natural hazards, extreme events, and mountain topography. *Quaternary Science Reviews*, 28, 977-990

Korup O., Densmore A. L. and Schlunegger F. (2010) - The role of landslides in mountain range evolution. *Geomorphology*, 120, 77-90

Koukis G., Sabatakakis N., Ferentinou M., Lainas S., Alexiadou X. and Panagopoulos A. (2009) - Landslide phenomena related to major fault tectonics: rift zone of Corinth Gulf, Greece. *Bulletin of Engineering Geology Environment*, 68, 215-229

Kuhn T. S. (1962) - *The structure of Scientific Revolutions*. University of Chicago Press, Chicago 172 p.

Ladd G. E. (1935) - Landslides, subsidences and rock-falls: as problems for the rail-road engineer. *American Railway Engineering Association Bulletin*, 36, 1091-1162

Lan H. X., Zhou C. H., Wang L. J., Zhang H. Y. and Li R. H. (2004) - Landslide hazard spatial analysis and prediction using GIS in the Xiaojiang watershed, Yunnan, China. *Engineering Geology*, 76, 109-128

Lang A., Moya J., Corominas J., Schrott L. and Dikau R. (1999) - Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements. *Geomorphology*, 30, 33-52

Larqué P., Leprun J. C. and Weber F. (1980) - Deux paléosols à pédogénèses différentes dans les sédiments continentaux paléogènes du bassin du Puy-en-Velay (Massif central français). *Sciences Géologiques*, 33, (2), 81-92

Larqué P. and Weber F. (1973) - *Travaux effectués dans les terrains oligocènes de la région du Puy-en-Velay*. BRGM/CNRS, Strasbourg, 17 p.

- Larqué P. and Weber F. (1978)** - Séquences sédimentaires et lithostratigraphie de la série paléogène du Velay. *Sciences Géologiques*, 31, (4), 151-155
- Larsen I. J., Montgomery D. R. and Korup O. (2010)** - Landslide erosion controlled by hillslope material. *Nature Geoscience*, 3, 247-251
- Larsen M. and Simon A. (1993)** - A rainfall intensity–duration threshold for landslides in a humid-tropical environment. Puerto Rico. *Geografiska Annaler*, 75, 13-23
- Le-Griel A. (1991)** - *L'évolution géomorphologique du massif central français - essai sur la genèse d'un relief*. Thèse d'état, Département de Géographie, Université de Lyon II, 3 tomes, 659 p.
- Le-Roux O. (2009)** - *Caractérisation de l'évolution géomorphologique de la basse vallée de la Romanche en relation avec les instabilités gravitaires de ses versants rocheux : Contraintes morphologique, géophysique et géochronologique*. Thèse de doctorat, Laboratoire de Géophysique interne et tectonophysique, Université Joseph Fourier, 326 p.
- Le-Roux O., Schwartz S., Gamond J.-F., Jongmans D., Bourlès D., Braucher R., Mahaney W., Carcaillet J. and Léanni L. (2009)** - CRE dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 280, 236-245
- Lebret P., Campy M., Coutard J. P., Fourniguet J., Isambert M., Lautridou J. P., Laville P., Macaire J. J., Ménillet F. and Meyer R. (1993)** - Cartographie des formations superficielles. Réactualisation des principes de représentation au 1/50000. *Géologie de la France*, 4, 39-54
- Ledoux, B. (1995)** - *Les catastrophes naturelles en France*. Payot et Rivages, Paris, 455p.
- Lee S. (2004)** - Application of Likelihood Ratio and Logistic Regression Models to Landslide Susceptibility Mapping Using GIS. *Environmental Management*, 34, (2), 223-232
- Lee S. (2007)** - Application and verification of fuzzy algebraic operators to landslide susceptibility mapping. *Environmental Geology*, 52, 615-623
- Lee S. (2007b)** - Comparison of landslide susceptibility maps generated through multiple logistic regression for three test areas in Korea. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 2133-2148
- Lee S., Choi J. and Min K. (2002)** - Landslide susceptibility analysis and verification using the Bayesian probability model. *Environmental Geology*, 43, 120-131
- Lee S. and Pradhan B. (2007)** - Landslide hazard mapping at Selangor, Malaysia using frequency ratio and logistic regression models. *Landslides*, 4, 33-41
- Lee S., Ryu J. H. and Kim I. S. (2007b)** - Landslide susceptibility analysis and its verification using likelihood ratio, logistic regression, and artificial neural network models: case study of Youngin, Korea. *Landslides*, 4, 327-338
- Lee S., Ryu J. H., Lee M. J. and Won J. S. (2003)** - Use of an artificial neural network for analysis of the susceptibility to landslides at Boun, Korea. *Environmental Geology*, 44, 820-833
- Lee S. and Sambath T. (2006)** - Landslide susceptibility mapping in the Damrei Romel area, Cambodia using frequency ratio and logistic regression models. *Environmental Geology*, 50, 847-855
- Legros F. (2002)** - The mobility of long-runout landslides. *Engineering Geology*, 63, 301-331
- Legros F., Cantagrel J. M. and Devouard B. (2000)** - Pseudotachylite (Frictionite) at the Base of the Arequipa Volcanic Landslide Deposit (Peru): Implications for Emplacement Mechanisms. *The Journal of Geology*, 108, (5), 601-611
- Léone F. (2007)** - *Caractérisation des vulnérabilités aux « catastrophes naturelles » : contribution à une évaluation géographique multirisque (mouvements de terrain, séismes, tsunamis, éruptions volcaniques, cyclones)*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, UFR de Géographie, Université Paul-Valéry, Montpellier III, 245 p.
- Léone F., Asté J. P. and Leroi E. (1996)** - L'évaluation de la vulnérabilité aux mouvements de terrain : pour une meilleure quantification du risque. *Revue de Géographie Alpine*, 1, 35-46

Lewkowicz A. G. and Harris C. (2005) - Morphology and geotechnique of active-layer detachment failures in discontinuous and continuous permafrost, northern Canada. *Geomorphology*, 69, 275-297

Li-Tianchi C. (1983) - A mathematical model for predicting the extent of a major rockfall. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 27, 473-482

Li C., Ma T., Sun L., Li W. and Zheng A. (2011) - Application and verification of a fractal approach to landslide susceptibility mapping. *Natural Hazards*, 1-17

Li C., Ma T., Zhu X. and Li W. (2011) - The power-law relationship between landslide occurrence and rainfall level. *Geomorphology*, 130, 221-229

Li Z., Nadim F., Huang H., Uzielli M. and Lacasse S. (2010) - Quantitative vulnerability estimation for scenario-based landslide hazards. *Landslides*, 7, 125-134

Lissak C., Maquaire O. and Malet J. P. (2009) - Role of hydrological process in landslide occurrence: Villerville-Cricqueboeuf landslides (Normandy coast, France). *Landslide Processes: from geomorphological mapping to dynamic modelling*, Strasbourg, CERG Editions.175-180

Liu C. N. (2008) - Landslide hazard mapping using Monte-Carlo simulation - a case study in Taiwan. *Geotechnical Engineering for Disaster Mitigation and Rehabilitation*. Liu Deng and Chu (Eds.), Beijing, Berlin, Heidelberg Science Press and Springer-Verlag, 189-194

Loget N. and Van-Den-Driessche J. (2009) - Wave train model for knickpoint migration. *Geomorphology*, 106, 376-382

Loh W. Y. and Shih Y. S. (1997) - Split selection methods for classification trees. *Statistica Sinica*, 7, 815-840

Lomoschitz A., Meco J. and Corominas J. (2002) - The Barranco de Tirajana basin, Gran Canaria (Spain). A major erosive landform caused by large landslides. *Geomorphology*, 42, 117-130

Long N. T. (2008) - *Landslide susceptibility mapping of the mountainous area in a Luoi District, Thua Thien Province, Vietnam*. PhD Thesis, Department of Hydrology and Hydraulic Engineering, Faculty of Engineering, 255 p.

Lopez-Saez, J., C. Corona, M. Stoffel, P. Schoeneich and F. Berger (2012) - Probability maps of landslide reactivation derived from tree-ring records: Pra Bellon landslide, southern French Alps. *Geomorphology*, 138, 189-202.

Lorenz E. N. (1963) - Deterministic Nonperiodic Flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 20, 130-141

Louis J. (2008) - La communication préventive : un outil essentiel pour réduire la vulnérabilité des populations. *Colloque Vulnérabilités sociétales, risques et environnement. Comprendre et évaluer*. Toulouse, Université le Mirail

Lucchitta B. K. (1978) - A large landslide on Mars. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 1601-1609

Luzi L. and Pergalani F. (1996) - Applications of statistical and GIS techniques to slope instability zonation (1:50.000 Fabriano geological map sheet). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 15, 83-94

Magliulo P., DiLisio A. and Russo F. (2009) - Comparison of GIS-based methodologies for the landslide susceptibility assessment. *Geoinformatica*, 13, 253-265

MahdaviFar M. R., Solaymani S. and Jafari M. K. (2006) - Landslides triggered by the Avaj, Iran earthquake of June 22, 2002. *Engineering Geology*, 86, 166-182

Malamud B. D., Turcotte D. L., Guzzetti F. and Reichenbach P. (2004) - Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29, 687-711

Malamud B. D., Turcotte D. L., Guzzetti F. and Reichenbach P. (2004b) - Landslides, earthquakes, and erosion. *Earth and Planetary Science Letters*, 229, 45-59

Malet J. P. (2003) - *Les "glissements de type écoulement" dans les marnes noires des Alpes du Sud ; Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique*. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 364 p.

Malet J. P., Laigle D., Remaître A. and Maquaire O. (2005) - Triggering conditions and mobility of debris flows associated to complex earthflows. *Geomorphology*, 66, 215-235

Malet J. P. and Maquaire O. (2003) - Black marl earthflows mobility and long-term seasonal dynamic in south-eastern France. *Proceedings of the International Conference on Fast Slope Movements: Prediction and Prevention for Risk Mitigation*, Napoli, Italy, Patron Editore, Bologn, 333-340

Malet J. P., Maquaire O. and Calais E. (2002) - Le GPS en géomorphologie dynamique : Application à la surveillance de mouvements de terrain (Super-Sauze, Alpes du Sud, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 165-180

Malet J. P., Maquaire O. and Calais E. (2002b) - The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides: application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Geomorphology*, 43, 33-54

Malet J. P., Remaître A., Maquaire O., Ancey C., Locat J., Laloui L. and Van-Asch W. J. (2003) - Caractérisation rhéologique des mouvements de terrain de type "écoulement" dans les marnes. Atelier ACI-PNRN "Mouvements Gravitaires Alpains", Nice, 6-7 février

Malet, J. P., Y. Thiery, J. Hervas, A. Günther, A. Puissant and G. Grandjean (2009) - Landslide susceptibility mapping at 1:1M scale over France: exploratory results with a heuristic model. J.P. Malet, A. Remaître & T. Bogaard, *Landslide processes: from geomorphological mapping to dynamic modelling*, Strasbourg

Manche Y. (2000) - *Analyse spatiale et mise en place de systèmes d'information pour l'évaluation de la vulnérabilité des territoires de montagne face aux risques naturels*. Thèse de doctorat, UFR Géographie, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, 175 p.

Mangeney A. (2011) - Landslide boost from entrainment. *Nature Geoscience*, 4, 77-78

Mansour M. F., Morgenstern N. R. and Martin C. D. (2011) - Expected damage from displacement of slow-moving slides. *Landslides*, 8, 117-131

Maquaire O. (1997) - The frequency of landslides on the Normandy coast and their behaviour during the present climatic regime. *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*. D. Brunsden J.A. Matthews, B. Frenzel, B. Gläser & M.M. Weiss, European Science Foundation, Strasbourg & Akademie des Wienschaften und der Literatur, Mainz, 183-195 p.

Maquaire O. (2000) - Effects of groundwater on the Villerville-Cricqueboeuf Landslides, Sixteen Year Survey (Calvados, France). Landslides in research, theory and practice, Cardiff on 26-30 June 2000, 1005-1010

Maquaire O. (2002) - *Aléas géomorphologiques (mouvements de terrain) - processus, fonctionnement, cartographie*. Habilitation à Diriger les Recherches, Institut de Physique du Globe, Université Louis Pasteur - Strasbourg I, 223 p.

Maquaire O., Malet J. P., Castaldini D., Elverfeldt K. v., Pla F., Soldati M., Greco R. and Pasuto A. (2009) - The BE-SAFE-NET website: a tool for the education on landslides. *Landslide Processes; from geomorphologic mapping to dynamic modelling*, Strasbourg, CERIG Editions.356p.

Maquaire O., Malet J. P., Remaître A., Locat J., Klotz S. and Guillon J. (2003) - Instability conditions of marly hillslopes: towards landsliding or gullyng? The case of the Barcelonnette Basin, South East France. *Engineering Geology*, 70, 109-130

Marcelino E. V., Formaggio A. R. and Maeda E. E. (2009) - Landslide inventory using image fusion techniques in Brazil. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 11, 181-191

Mardhel, V., P. Frantar, J. Uhan and A. Miso (2004) - Index of development and persistence of the river networks as a component of regional groundwater vulnerability assessment in Slovenia. *International conference on groundwater vulnerability assessment and mapping*, Ustron, Poland,

Marjanovic M., Kovacevic M., Bajat B. and Vozenilek V. (2011) - Landslide susceptibility assessment using SVM machine learning algorithm. *Engineering Geology*, 123, 225-234

Marnezy A. and Martin N. (1983) - La tempête des 7-8 novembre 1982 dans le département de l'Isère. *Revue de géographie alpine*, 71, (1), 85-93

- Marques R., Zêzere J., Trigo R., Gaspar J. and Trigo I. (2008)** - Rainfall patterns and critical values associated with landslides in Povoação County (Sao Miguel Island, Azores): relationships with the North Atlantic Oscillation. *Hydrological Processes*, 22, (4), 478-494
- Marston R. A. (2010)** - Geomorphology and vegetation on hillslopes: Interactions, dependencies, and feedback loops. *Geomorphology*, 116, 206-217
- Marti J., Hürlimann M., Ablay G. and Gudmundsson A. (1997)** - Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology*, 25, (10), 879-882
- Martin Y. (2000)** - Modelling hillslope evolution: linear and nonlinear transport relations. *Geomorphology*, 34, 1-21
- Martins-Campina B. (2005)** - *Le rôle des facteurs géologiques et mécaniques dans le déclenchement des instabilités gravitaires : exemple de deux glissements de terrain des Pyrénées Atlantiques (Vallée d'Ossau et Vallée d'Aspe)*. Thèse de doctorat, Sciences de la Terre et de la Mer, Université de Bordeaux 1, 290 p.
- Martonne E. d. (1909)** - *Traité de géographie physique*. A. Colin, Paris, 910 p.
- MATE/MATL (1999)** - *Plan de prévention des risques (PPR) : Risque de mouvements de terrain*. Ministère de l'Équipement des Transports et du Logement (METL) Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement (MATE), La Documentation Française, Paris, 74 p.
- Mather A. E., Stokes M. and Griffiths J. S. (2002)** - Quaternary landscape evolution: a framework for understanding contemporary erosion, southeast Spain. *Land Degradation & Development*, 13, 89-109
- Mathew J., Jha V. K. and Rawat G. S. (2007)** - Weights of evidence modelling for landslide hazard zonation mapping in part of Bhagirathi valley, Uttarakhand. *Current Science*, 92, (5), 628-638
- Mathew J., Jha V. K. and Rawat G. S. (2009)** - Landslide susceptibility zonation mapping and its validation in part of Garhwal Lesser Himalaya, India, using binary logistic regression analysis and receiver operating characteristic curve method. *Landslides*, 6, 17-26
- Matsuura S., Asano S. and Okamoto T. (2008)** - Relationship between rain and/or meltwater, pore-water pressure and displacement of a reactivated landslide. *Engineering Geology*, (49-59),
- Maxwell G. (1962)** - The ontological status of theoretical entities. *Minnesota Studies in the Philosophy of Science*. H. Feigl & G. Maxwell (Eds.), Minneapolis University of Minnesota Press, 3-27 p.
- McCalpin J. (1984)** - Preliminary age classification of landslides for inventory mapping. *Proceedings of the 21st Annual Engineering Geology and Soils Engineering Symposium*, Moscow, Idaho, April 5-6, 99-111
- McCulloch W. S. and Pitts W. H. (1943)** - A logical calculus of the ideas immanent in nervous activity. *Bulletin of Mathematical Biophysics*, 5, 115-133
- McFarlane D. F. (2009)** - Observations and predictions of the behaviour of large, slow-moving landslides in schist, Clyde Dam reservoir, New Zealand. *Engineering Geology*, 109, 5-15
- McKean J. and Roering J. (2004)** - Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. *Geomorphology*, 57, 331-351
- Meisina C. and Scarabelli S. (2007)** - A comparative analysis of terrain stability models for predicting shallow landslides in colluvial soils. *Geomorphology*, 87, 207-223
- Melchiorre C., Mateucci M., Azzoni A. and Zanchi A. (2008)** - Artificial neural networks and cluster analysis in landslide susceptibility zonation. *Geomorphology*, 94, 379-400
- Melhorn W. N. and Edgar D. E. (1975)** - The case for episodic, continental scale erosion surfaces: a tentative geodynamic model. *The case for episodic, continental scale erosion surfaces: a tentative geodynamic model*. Flemal RC (eds) Melhorn WN, Binghamton, New York State University of New York Press, 243-276
- Mercier D. (2010)** - *La géomorphologie paraglaciale : analyse de crises érosives d'origine climatique dans les environnements englacés et sur leurs marges*. Habilitation à Diriger les Recherches, vol.3, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 262 p.

Mergoil J. and Boivin P. (1993) - Le Velay, son volcanisme et les formations associées : notice à la carte au 1/100000. *Géologie de la France*, 3, 96p.

Metternicht G., Hurni L. and Cogu R. (2005) - Remote sensing of landslides: an analysis of the potential contribution to geo-spatial systems for hazard assessment in mountainous environments. *Remote Sensing of Environment*, 98, (23), 284-303

Meunier M. (1991) - *Eléments d'hydraulique torrentielle*. Série Montagne, n°1, Etudes du Cemagref, 278 p.

Meunier P., Hovius N. and Haines A. J. (2007) - Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion. *Geophysical Research Letters*, 34, (L20408), doi:10.1029/2007GL031337

Meunier P., Hovius N. and Haines J. A. (2008) - Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 275, 221-232

Michon L. (2000) - *Dynamique de l'extension continentale - Application au Rift Ouest-Européen par l'étude de la province du Massif Central*. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 266 p.

Mihalasky M. J. and Bonham-Carter G. F. (2001) - Lithodiversity and its Spatial Association with Metallic Mineral Sites, Great Basin of Nevada. *Natural Resources Research*, 10, 209-226

Milankovitch M. (1930) - Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. *Handbuch der Klimatologie 1*. Köppen W. & Geiger R. (Eds.), Gebrüder Bornträger, Berlin, 176 p.

Miller V. C. (1953) - *A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee*. Tech Rep 3, Columbia University, Department of Geology, New York, 389-402 p.

Mitchell, J. K. (1999) - Megacities and natural disasters: a comparative analysis. *GeoJournal*, 49, 137-142.

Miyabe N. (1935) - A study of landslides. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo Imperial University*, 13, 85-113

Mizuno K. (1989) - A classification of landslides based on the frequency distribution of their speed and duration. *Geographical Review of Japan*, 62, 320-331

Moeyersons J. (1990) - Les glissements de terrain au Rwanda occidental : leurs causes et les possibilités de leur prévention. *Cahiers de l'ORSTOM*, 25, (1-2), 131-149

Möller R., Glade T. and Dikau R. (2001) - Application of Soil Mechanical Response Units (SMRU) in regional landslide hazard assessment. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 125, 139-151

Mondini A. C., Guzzetti F., Reichenbach P., Rossi M., Cardinali M. and Ardizzone F. (2011) - Semi-automatic recognition and mapping of rainfall induced shallow landslides using optical satellite images. *Remote Sensing of Environment*, 115, 1743-1757

Montgomery D. R. and Brandon M. T. (2002) - Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 201, 481-489

Montgomery D. R. and Dietrich W. E. (1994) - A Physically Based Model for the Topographic Control on Shallow Landsliding. *Water Resources Research*, 30, (4), 1153-1171

Moore I. D., Grayson R. B. and Ladson A. R. (1991) - Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological Processes*, 5, (1), 3-30

Mora P., Baldi P., Casula G., Fabris M., Ghirotti M., Mazzini E. and Pesci A. (2003) - Global Positioning Systems and digital photogrammetry for the monitoring of mass movements : application to the Ca' di Malta landslide (northern Apennines, Italy). *Engineering Geology*, 68, 103-121

Moran P. A. P. (1950) - Notes on continuous stochastic phenomena. *Biometrika*, 37, 17-23

Morgenstern N. R. and Price V. E. (1965) - The analysis of the stability of general slip surfaces. *Geotechnique*, 15, 79-93

Mori J., Sone T., Strelin J. A. and Torielli C. A. (2006) - Surface Movement of Stone-Banked Lobes and Terraces on Rink Crags Plateau, James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Antarctica: Contributions to global earth sciences*. Damaske D Fütterer DK, Kleinschmidt G, Miller H, Tessensohn F (eds), Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, 461-466

Nakamura S., Gibo S., Egashira K. and Kimura S. (2010) - Platy layer silicate minerals for controlling residual strength in landslide soils of different origins and geology. *Geology*, 38, (8), 743-746

Nandi A. and Shakoor A. (2010) - A GIS-based landslide susceptibility evaluation using bivariate and multivariate statistical analyses. *Engineering Geology*, 110, 11-20

Naudet V., Lazzari M., Perrone A., Loperte A., Piscitelli S. and Lapenna V. (2008) - Integrated geophysical and geomorphological approach to investigate the snowmelt-triggered landslide of Bosco Piccolo village (Basilicata, southern Italy). *Engineering Geology*, 98, 156-167

Nefeslioglu H. A., Duman T. Y. and Durmaz S. (2008) - Landslide susceptibility mapping for a part of tectonic Kelkit Valley (Eastern Black Sea region of Turkey). *Geomorphology*, 94, 401-418

Nefeslioglu H. A., Sezer E., Gokceoglu C., Bozkir A. S. and Duman T. Y. (2010) - Assessment of Landslide Susceptibility by Decision Trees in the Metropolitan Area of Istanbul, Turkey. *Mathematical Problems in Engineering*,

Nemcok A., Pasek J. and Rybar J. (1972) - Classification of landslides and other mass movements. *Rock Mechanics*, 4, 71-78

Neuhauser B. and Terhorst B. (2007) - Landslide susceptibility assessment using "weights-of-evidence" applied to a study area at the Jurassic escarpment (SW-Germany). *Geomorphology*, 86, 12-24

Nichol J. E., Shaker A. and Wong M. S. (2006) - Application of high-resolution stereo satellite images to detailed landslide hazard assessment. *Geomorphology*, 76, 68-75

Nichols D. A. (1928) - Landslides in Canada. *Canadian Field Naturalist*, 42, 212-220

Niculita M. (2011) - A classification schema for structural landforms of the Moldavian platform (Romania). *Geomorphometry*, 129-132

Niemi N. A., Oskin M., Burbank D. W., Heimsath A. M. and Gabet E. J. (2005) - Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates. *Earth and Planetary Science Letters*, 237, 480-498

Noferini L., Pieraccini M., Mecatti D., Macaluso G., Atzeni C., Mantovani M., Marcato G., Pasuto A., Silvano S. and Tagliavini F. (2007) - Using GB-SAR technique to monitor slow moving landslide. *Engineering Geology*, 95, 88-98

Oh H. J., Lee S. and Soedradjat G. M. (2010) - Quantitative landslide susceptibility mapping at Pemalang area, Indonesia. *Environmental Earth Sciences*, 60, 1317-1328

Oh H. J. and Pradhan B. (2011) - Application of a neuro-fuzzy model to landslide-susceptibility mapping for shallow landslides in a tropical hilly area. *Computers & Geosciences*, 37, 1264-1276

Ohlmacher G. C. (2007) - Plan curvature and landslide probability in regions dominated by earth flows and earth slides. *Engineering Geology*, 91, 117-134

Okamoto T., Larsen J. O., Matsuura S., Asano S., Takeuchi Y. and Grande L. (2004) - Displacement properties of landslide masses at the initiation of failure in quick clay deposits and the effects of meteorological and hydrological factors. *Engineering Geology*, 72, 233-251

Olivier J. E. (1991) - *The Incomplete Guide to the Art of Discovery*. Columbia University Press, New York 208 p.

Oswald D. (2003) - *Analyse de l'activité de glissements de terrain et relation avec les conditions climatiques : Exemples dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse)*. Thèse de doctorat, Faculté des Sciences, Université de Fribourg, 147 p.

Ouahioune R. (2010) - *Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain, appliquée sur une commune du bassin de l'Emblavès en Haute-Loire (Massif Central, France) : comparaison de méthodes experte et géostatistique*. Mémoire Master 2, Département de Géographie, Université Blaise Pascal, 77 p.

Ouimet W. B. (2011) - The hills came tumbling down. *Nature Geoscience*, 4, 424-425

Ouimet W. B., Whipple K. W., Royden L. H., Sun Z. and Chen Z. (2007) - The influence of large landslides on river incision in a transient landscape: Eastern margin of the Tibetan Plateau (Sichuan, China). *GSA Bulletin*, 119, (11/12), 1462-1476

Ouimet W. B., Whipple K. X., Crosby B. T., Johnson J. P. and Shildgen T. F. (2008) - Epigenetic gorges in fluvial landscapes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 1993-2009

Owen L. A. (1991) - Mass movement deposits in the Karakoram Mountains: their sedimentary characteristics, recognition and role in Karakoram landform evolution. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 35, (4), 401-424

Ozdemir A. (2009) - Landslide susceptibility mapping of vicinity of Yaka Landslide (Gelendost, Turkey) using conditional probability approach in GIS. *Environmental Geology*, 57, 1675-1686

Pack R. T., Tarboton D. G. and Goodwin C. N. (1998) - *Terrain Stability Mapping with SINMAP, technical description and users guide for version 1.00*. Report Number 4114-0, Terratech Consulting Ltd., Salmon Arm, B.C., Canada, 75 p.

Pagé C. and Terray L. (2010) - *Nouvelles projections climatiques à échelle fine sur la France pour le 21ème siècle : les scénarii SCRATCH2010*. Technical Report TR/CMGC/10/58, No1875CS, SUC au CERFACS, URA CERFACS/CNRS, 25 p.

Panek T., Hradecky J., Smolkova V. and Silhan K. (2008a) - Gigantic low-gradient landslides in the northern periphery of the Crimean Mountains (Ukraine). *Geomorphology*, 95, 449-473

Panek T., Hradecky J., Smolkova V. and Silhan K. (2008b) - Giant ancient landslide in the Alma water gap (Crimean Mountains, Ukraine): notes to the predisposition, structure, and chronology. *Landslides*, 5, 367-378

Panek T., Hradecky J., Smolkova V., Silhan K., Minar J. and Zernitskaya V. (2010) - The largest prehistoric landslide in northwestern Slovakia: Chronological constraints of the Kykula long-runout landslide and related dammed lakes. *Geomorphology*, 120, 233-247

Papadopoulos G. A. and Plessa A. (2000) - Magnitude-distance relations for earthquake-induced landslides in Greece. *Engineering Geology*, 58, 377-386

Parise M. and Wasowski J. (1999) - Landslide Activity Maps for Landslide Hazard Evaluation: Three Case Studies from Southern Italy. *Natural Hazards*, 20, 159-183

Parker R. N., Densmore A. L., Rosser N. J., de-Michele M., Li Y., Huang R., Whadcoat S. and Petley D. N. (2011) - Mass wasting triggered by the 2008 Wenchuan earthquake is greater than orogenic growth. *Nature Geoscience*, 4, 449-452

Pazzaglia F. J. (2003) - Landscape evolution models. *Developments in Quaternary Sciences*, 1, 247-274

Pecsi M. (1972) - The main types of landslides. *International Geography*. W.P. Adams and F.M. Helleiner eds., University of Toronto Press, 54-55

Pedrozzi G. (2004) - Triggering of landslides in Canton Ticino (Switzerland) and prediction by the rainfall intensity and duration method. *Bulletin of Engineering Geology Environment*, 63, 281-291

Pellegrini, G. J. (1995) - *Terrain Shape Classification of Digital Elevation Models using Eigenvectors and Fourier Transforms*. PhD thesis, State University of New York, Syracuse

Pelletier J. D., Malamud B. D., Blodgett T. and Turcotte D. L. (1997) - Scale-invariance of soil moisture variability and its implications for the frequency-size distribution of landslides. *Engineering Geology*, 48, 255-268

Penk W. (1924) - *Die Morphologische Analyse*. Stuttgart J. Engelhorn's Nachfolger, 283 p.

Peyret M., Djamour Y., Rizza M., Ritz J. F., Hurtrez J. E., Goudarzi M. A., Nankali H., Cjéry J., Dortz K. L. and Uri F. (2008) - Monitoring of the large slow Kahrod landslide in Alborz mountain range (Iran) by GPS and SAR interferometry. *Engineering Geology*, 100, 131-141

Phillips J. D. (1995) - Nonlinear dynamics and the evolution of relief. *Geomorphology*, 14, 57-64

Phillips J. D. (1996) - Deterministic Complexity, Explanation, and Predictability in Geomorphic Systems. *The Scientific Nature of Geomorphology*. B.L. Rhoads & C.E Thorn, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore John Wiley & Sons, 315-335

Phillips J. D. (2003) - Source of nonlinearity and complexity in geomorphic system. *Progress in Physical Geography*, 27, (1), 1-23

Phillips J. D. (2006) - Deterministic chaos and historical geomorphology: A review and look forward. *Geomorphology*, 76, 109-121

Phillips J. D. (2007) - The perfect landscape. *Geomorphology*, 84, 159-169

Pike R. J. (1988) - The Geometric Signature: Quantifying Landslide-Terrain Types from Digital Elevation Models. *Mathematical Geology*, 20, (5), 491-511

Poiraud, A. (2012) - Coevolution of relief and landslides on a volcanic landscape: the bassin of Puy-en-Velay, Massif central, France. Q8, Clermont-Ferrand

Poiraud A. (2012) - Knickpoints from watershed scale to hillslope scale: a key to landslide control and geomorphological resilience. *Zeitschrift für Geomorphologie*,

Poiraud A., Bernardie S., Defive E., Bitri A. and Grandjean G. (2008) - *Premiers résultats sur le glissement hérité du Monastier-sur-Gazeille (Massif central, France)*. BRGM/RP-56679-FR, 46 p.

Poiraud A. and Defive E. (2011) - Morphology and geomorphological significance of relict landslides in the Tertiary basin of Puy-en-Velay (Massif Central, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, 247-260

Poisel R., Angerer H., Pöllinger M., Kalcher T. and Kittl H. (2009) - Mechanics and velocity of the Lärchberg–Galgenwald landslide (Austria). *Engineering Geology*, 109, 57-66

Poli S. and Sterlacchini S. (2007) - Landslide Representation Strategies in Susceptibility Studies using Weights-of-Evidence Modeling Technique. *Natural Resources Research*, 16, 121-134

Popov I. V. (1946) - A scheme for the natural classification of landslides. *Doklady, U.S.S.R. Academy of Science*, 54, 157-159

Powell J. W. (1875) - *Exploration of the Colorado River of the West*. 291 p.

Pradhan B. (2011) - Use of GIS-based fuzzy logic relations and its cross application to produce landslide susceptibility maps in three test areas in Malaysia. *Environmental Earth Sciences*, 63, 329-349

Pradhan B. and Lee S. (2007) - Utilization of Optical Remote Sensing Data and GIS Tools for Regional Landslide Hazard Analysis Using an Artificial Neural Network Model. *Earth Science Frontiers*, 14, (6), 143-152

Pradhan B. and Lee S. (2010) - Delineation of landslide hazard areas on Penang Island, Malaysia, by using frequency ratio, logistic regression, and artificial neural network models. *Environmental Earth Sciences*, 60, 1037-1054

Pradhan B., Lee S. and Buchroithner M. F. (2010) - A GIS-based back-propagation neural network model and its cross-application and validation for landslide susceptibility analyses. *Computers, Environment and Urban Systems*, 34, 216-235

Pradhan B., Lee S. and Buchroithner M. F. (2009) - Use of geospatial data and fuzzy algebraic operators to landslide-hazard mapping. *Applied Geomatics*, 1, 3-15

Prigogine, I. (1996) - *La fin des certitudes*. Jacob, Odile, Paris, 225p.

Qi C. (2007) - A Hybrid Decision Tree Model Based on Credibility Theory. *Fuzzy Information and Engineering (ICFIE)*. Cao B.Y. (Ed.), Berlin, Heidelberg Springer-Verlag, 930-939

Quan-Luna B., Remaître A., van-Asch T. W. J., Malet J. P. and van-Westen C. J. (2011) - Analysis of debris flow behavior with a one dimensional run-out model incorporating entrainment. *Engineering Geology*, 128, 63-75

Quinlan J. R. (1993) - *C4.5: programs for Machine Learning*. Machine learning, Morgan Kaufmann, San Mateo 302 p.

Raulin P., Rouquès G. and Toubol A. (1974) - *Calcul de la stabilité des pentes en rupture non circulaire*. p.

Raynal, J. P. (1986) - Paléoenvironnements et chronostratigraphie du paléolithique moyen dans le Massif Central français : implications culturelles. *Colloque international "L'Homme de Néandertal"*, Liège, 34p.

Raynal, J. P., G. Vernet, M. M. Paquereau and G. Papy (2001) - Sédiments, tephres et pollens dans le complexe de Solheilhac (Blanzac, Haute-Loire). *Tephres*, 1, 191-209.

Regmi N. R., Giardino J. R. and Vitek J. D. (2010a) - Modeling susceptibility to landslides using the weight of evidence approach: Western Colorado, USA. *Geomorphology*, 115, 172-187

Regmi N. R., Giardino J. R. and Vitek J. D. (2010b) - Assessing susceptibility to landslides: Using models to understand observed changes in slopes. *Geomorphology*, 122, 25-38

Reille M. and Beaulieu J. L. D. (1988) - History of the Würm and Holocene vegetation in western velay (Massif Central, France): A comparison of pollen analysis from three corings at Lac du Bouchet. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 54, (3-4), 233-248

Reille M., Beaulieu J. L. D., Svobodova H., Andrieu-Ponel V. and Goeury C. (2000) - Pollen analytical biostratigraphy of the last five climatic cycles from a long continental sequence from the Velay region (Massif Central, France). *Journal of Quaternary Science*, 15, (7), 665-685

Remondo J., Gonzales-Diez A., Diaz-De-Teran J. R. and Cendrero A. (2003) - Landslide Susceptibility Models Utilising Spatial Data Analysis Techniques. A Case Study from the Lower Deba Valley, Guipúzcoa (Spain). *Natural Hazards*, 30, 267-279

Remondo J., Gonzales A., Diaz-De-Teran J. R., Cendrero A., Fabbri A. and Chung C. J. F. (2003b) - Validation of Landslide Susceptibility Maps ; Examples and Applications from a Case Study in Northern Spain. *Natural Hazards*, 30, 437-449

Remondo J., Soto J., Gonzalez-Diez A., Diaz-de-Teran J. R. and Cendrero A. (2005) - Human impact on geomorphic processes and hazards in mountain areas in northern Spain. *Geomorphology*, 66, 69-84

Renard F. and Chapon P. M. (2010) - Une méthode d'évaluation de la vulnérabilité urbaine appliquée à l'agglomération lyonnaise. *L'Espace Géographique*, 39, (1/10), 35-50

Renault O. and Rouzaire D. (2005) - *Inventaire départemental des mouvements de terrain de la Haute-Loire*. Rapport BRGM/RP-53786-FR, 76 p.

Restituto J., Maillard J., Malatrait A. and Crouzier A. (1990) - *Cartographie et zonage de risques de mouvement de terrain : 25 communes du bassin du Puy-en-Velay, échelle 1/25000*. CETE, BRGM, 29 p.

Rhoads B. L. and Thorn C. E. (1996) - Observation in Geomorphology. *The Scientific Nature of Geomorphology: Proceedings of the 27th Binghamton Symposium in Geomorphology held 27-29 September 1996*. B.L Rhoads & C.E. Thorn (Eds.), John Wiley & Sons Ltd., 21-56

Ritter D. F. (1986) - *Process Geomorphology*. W.C. Brown, Dubuque, Iowa, 579 p.

Rosenfield G. H. and Fitzpatrick-Lins K. (1986) - A Coefficient of Agreement as a Measure of Thematic Classification Accuracy. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 52, (2), 223-227

Rossi M., Guzzetti F., Reichenbach P., Mondini A. C. and Peruccacci S. (2010b) - Optimal landslide susceptibility zonation based on multiple forecasts. *Geomorphology*, 114, 129-142

Rotigliano E., Cappadonia C., Conoscenti C., Costanzo D. and Agnesi V. (in press) - Slope units-based flow susceptibility model: using validation tests to select controlling factors. *Natural Hazards*, 61, (1), 143-153

Rouai M. and Jaaidi E. B. (2003) - Scaling properties of landslides in the Rif mountains of Morocco. *Engineering Geology*, 68, 353-359

Ruff M. and Czurda K. (2008) - Landslide susceptibility analysis with a heuristic approach at the Eastern Alps (Vorarlberg, Austria). *Geomorphology*, 94, 314-324

Saaty T. L. (1980) - *The Analytic Hierarchy Process*. McGraw Hill, New York p.

Sage S., Grandjean G. and Verly J. (2003) - Seismic traveltome tomography using Fresnel volumes and a Fast Marching Eikonal solver. Proc. 9th EEGS, Prague, Czech Republic

Saito H., Nakayama D. and Matsuyama H. (2009) - Comparison of landslide susceptibility based on a decision-tree model and actual landslide occurrence: The Akaishi Mountains, Japan. *Geomorphology*, 109, 108-121

Saito H., Nakayama D. and Matsuyama H. (2010) - Relationship between the initiation of a shallow landslide and rainfall intensity—duration thresholds in Japan. *Geomorphology*, 118, 167-175

Salcedo D. A. (2009) - Behavior of a landslide prior to inducing a viaduct failure, Caracas–La Guaira highway, Venezuela. *Engineering Geology*, 109, 16-30

Salciarni D., Godt J. W., Savage W. Z., Conversini P., Baum R. L. and Michael J. A. (2006) - Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslides in the eastern Umbria Region of central Italy. *Landslides*, 3, 181-194

Sanchez G., Rolland Y., Corsini M., Braucher R., Bourlès D., Arnold M. and Aumaître G. (2010) - Relationships between tectonics, slope instability and climate change: Cosmic ray exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps. *Geomorphology*, 117, 1-13

Santacana N., Baeza B., Corominas J., Paz A. D. and Marturia J. (2003) - A GIS-Based Multivariate Statistical Analysis for Shallow Landslide Susceptibility Mapping in La Pobla de Lillet Area (Eastern Pyrenees, Spain). *Natural Hazards*, 30, 281-295

Sass O., Bell R. and Glade T. (2008) - Comparison of GPR, 2D-resistivity and traditional techniques for the subsurface exploration of the Öschingen landslide, Swabian Alb (Germany). *Geomorphology*, 93, 89-103

Sassa K. (1988) - Special lecture geotechnical model for the motion of landslides. *5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, Switzerland, Rotterdam, Netherlands, 37-55

Sassa K., Tsuchiya S., Ugai K., Wakai A. and Uchimura T. (2009) - Landslides: a review of achievements in the first 5 years (2004–2009). *Landslides*, 6, 275-286

Sato H. P., Hasegawa H., Fujiwara S., Tobita M., Koarai M., Une H. and Iwahashi J. (2007) - Interpretation of landslide distribution triggered by the 2005 Northern Pakistan earthquake using SPOT 5 imagery. *Landslides*, 4, 113-122

Savarenskii P. F. (1937) - *Inzhenernaya Geologiya*. U.S.S.R. Moscow

Sawatzky D. L., Raines G. L., Bonham-Carter G. F. and Looney C. G. (2004) - ArcSDM2: ArcMAP extension for spatial data modelling using weights of evidence, logistic regression, fuzzy logic and neural network analysis - <http://ntsर्व.gis.nrcan.gc.ca/sdm/>

Scanvic J. Y., Girault F. and Rouzeau O. (1991) - *Cartographie géologique et structurale en Velay (France) : observations préliminaires par les techniques et les méthodes de télédétection*. BRGM 91 SGN R 32699, 42 p.

Schrott L. and Sass O. (2008) - Application of field geophysics in geomorphology: Advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology*, 93, 55-73

Schulz W. H. (2007) - Landslide susceptibility revealed by LIDAR imagery and historical records, Seattle, Washington. *Engineering Geology*, 89, 67-87

Schulz W. H., Kean J. W. and Wang G. (2009) - Landslide movement in southwest Colorado triggered by atmospheric tides. *Nature Geoscience*, 2, 863-866

Schumm S. A. (1956) - The evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological Society of America Bulletin*, 67, 597-646

- Schumm S. A. (1963)** - The disparity between present rates of denudation and orogeny. *US Geological Survey Professional Paper*, 454-H, 1-13
- Schumm S. A. (1977)** - *The Fluvial System*. Wiley, New York 338 p.
- Schumm S. A. and Lichty R. W. (1965)** - Time, space and causality in geomorphology. *American Journal of Science*, 263, 110-119
- Segalini A., Giani G. P. and Ferrero A. M. (2009)** - Geomechanical studies on slow slope movements in Parma Apennine. *Engineering Geology*, 109, 31-44
- Seijmonsbergen A. C., Woning M. P., Verhoef P. N. W. and de-Graaff L. W. S. (2005)** - The failure mechanism of a Late Glacial Sturzstrom in the Subalpine Molasse (Leckner Valley, Vorarlberg, Austria). *Geomorphology*, 66, 277-286
- Sellier D. (2008)** - Les glissements translationnels paraglaciaires et l'évolution des grands reliefs monoclinaux du Sutherland occidental (Highlands d'Écosse) *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 85, (2), 141-152
- Seong Y. B., Bishop M. P., Bush A., Clendon P., Copland L., Finkel R. C., Kamp U., Owen L. A. and Schroder J. F. (2009)** - Landforms and landscape evolution in the Skardu, Shigar and Braldu Valleys, Central Karakoram. *Geomorphology*, 103, 251-267
- Sezer E. A., Pradhan B. and Gokceoglu C. (2011)** - Manifestation of an adaptive neuro-fuzzy model on landslide susceptibility mapping: Klang valley, Malaysia. *Expert Systems with Applications*, 38, 8208-8219
- Sharma L. P., Patel N., Ghose M. K. and Debnath P. (2010)** - Influence of Shannon's entropy on landslide-causing parameters for vulnerability study and zonation—a case study in Sikkim, India. *Arabian Journal of Geosciences*,
- Sharpe C. F. S. (1938)** - *Landslides and related phenomena: A study of mass-movements of soil and rock*. Columbia University Press New York, 137 p.
- Sheidegger A. E. (1973)** - On the prediction of reach and velocity of catastrophic landslides. *Rock Mechanics*, 5, 231-236
- Shou K. J., Hong C. Y., Hsu H. Y., Fei L. Y., Lee J. F. and Wei C. Y. (2011)** - Spatial and temporal analysis of landslides in Central Taiwan after 1999 Chi-Chi earthquake. *Engineering Geology*, 123, (1-2), 122-128
- Shroder J. F. (1971)** - *Landslides of Utah*. 51 p.
- Shroder J. F., Cverckova L. and Mulhern K. L. (2005)** - Slope-failure analysis and classification: review of a century of effort. *Physical Geography*, 26, (3), 216-247
- Siffedine, A., P. Bertran, E. Lallier-Vergès and A. J. Patience (1996)** - Lacustrine organic fluxes and palaeoclimatic variations during the last 15Ka: Lac du Bouchet (Massif central, France). *Quaternary Science Review*, 15, 203-211.
- Silverman B. W. (1986)** - *Density Estimation for statistics and data analysis*. Chapman and Hall, London
- Singh O., Sarangi A. and Sharma M. C. (2008)** - Hypsometric Integral Estimation Methods and its Relevance on Erosion Status of North-Western Lesser Himalayan Watersheds. *Water Resources Management*, 22, 1545-1560
- Skempton A. W. (1953)** - Soil mechanics in relation to geology. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 29, 33-62
- Skempton A. W. (1964)** - Long term stability of clay slopes. *Geotechnique*, 14, 77-101
- Skempton A. W. and DeLory F. A. (1957)** - Stability of natural slopes in London clay. *4th international Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, 4, 378-381
- Soeters R. and Van-Westen C. J. (1996)** - Slope instability recognition, analysis, and zonation. *Landslides. Investigation and mitigation*. , 129-177, 1996. AK. and Schuster Turner, R.L., (Eds.), , Transportation Research Board, special report n°247. National Academy Press, Washington, D.C, 129-177
- Soldati M., Corsini A. and Pasuto A. (2004)** - Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena*, 55, 141-161

Song R. H., Hiromu D., Kazutoki A., Usio K. and Sumio M. (2008) - Modeling the potential distribution of shallow-seated landslides using the weights of evidence method and a logistic regression model: a case study of the Sabae Area, Japan. *International Journal of Sediment Research*, 23, 106-118

Sorbino G., Sica C. and Cascini L. (2010) - Susceptibility analysis of shallow landslides source areas using physically based models. *Natural Hazards*, 53, 313-332

Sornette D. (2000) - *Critical Phenomena in Natural Sciences – Chaos, Fractals, Selforganization and Disorder: Concepts and Tools*. Berlin Springer, Heidelberg, New-York, 434 p.

Squarzoni C., Delacourt C. and Allemand P. (2005) - Differential single-frequency GPS monitoring of the La Valette landslide (French Alps). *Engineering Geology*, 79, 215-229

Stark C. (2009) - On the cups of failure. *Nature Geoscience*, 2, 828-829

Stark C. P. and Hovius N. (2001) - The characterization of landslide size distributions. *Geophysical Research Letters*, 28, (6), 1091-1094

Stefanini, M. C. (2004) - Spatio-temporal analysis of a complex landslide in the Northern Apennines (Italy) by means of dendrochronology. *Geomorphology*, 63, 191-202.

Stiny J. (1910) - Die Muren. Austria Innsbruck, Wagner'shen Universitats-Buchhandlung

Stocker T. F. (2000) - Past and future reorganizations in the climate system. *Quaternary Science Review*, 19, 301-319

Strahler A. N. (1952) - Dynamic basis of geomorphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, 923-938

Strahler A. N. (1952b) - Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63, 1117-1141

Strozzi T., Farina P., Corsini A., Ambrosi C., Thüring M., Zilger J., Wiesmann A., Wegmüller U. and Werner C. (2005) - Survey and monitoring of landslide displacements by means of L-band satellite SAR interferometry. *Landslides*, 2, 193-201

Strunk, H. (1997) - Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena*, 31, 137-151

Stuiver M. and Reimer P. J. (1993) - Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215-230

Stumpf A. and Kerle N. (2011) - Object-oriented mapping of landslides using Random Forests. *Remote Sensing of Environment*, 15, 2564-2577

Sugaï T. and Ohmori H. (1999) - A model of relief forming by tectonic uplift and valley incision on orogenesis. *Basin Research*, 11, 43-57

Summa V., Tateo F., Giannossi M. L. and Bonelli C. G. (2010) - Influence of clay mineralogy on the stability of a landslide in Plio-Pleistocene clay sediments near Grassano (Southern Italy). *Catena*, 80, 75-85

Süzen M. L. and Doyuran V. (2004) - A comparison of the GIS based landslide susceptibility assessment methods: multivariate versus bivariate. *Environmental Geology*, 45, 665-679

Suzuki K. and Higashi S. (2001) - Groundwater flow after heavy rain in landslide-slope area from 2D-inversion of resistivity monitoring data. *Geophysics*, 66, 733-743

Takada Y. (1964) - On the landslide mechanism of the Tertiary type landslide in the thaw time. *Bulletin of disaster Prevention Research Institute*, 14, 11-21

Takaki H., Arita K., Danhara T. and Iwano H. (2007) - Timing of the Tsergo Ri landslide, Langtang Himal, determined by fission-track dating of pseudotachylyte. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 466-472

Tang C., Zhu J., Qi X. and Ding J. (2011) - Landslides induced by the Wenchuan earthquake and the subsequent strong rainfall event: A case study in the Beichuan area of China. *Engineering Geology*, 122, (1-2), 22-33

Tangestani M. H. (2009) - A comparative study of Dempster–Shafer and fuzzy models for landslide susceptibility mapping using a GIS: An experience from Zagros Mountains, SW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 35, 66-73

Tatard L. (2010) - *Statistical analysis of triggered landslides : implications for earthquake and weather controls*. Thèse de doctorat, Department of Geology and Geophysics, University of Canterbury & University of Grenoble, 176 p.

Tellini C. and Chelli A. (2003) - Ancient and recent landslide occurrences in the Emilia Apennines (northern Apennines, Italy). Geomorphological sensitivity and system response, Camerino - Modena Apennines, Italy, International Association of Geomorphologists - IAG.105-114

Terrier M. and Furic S. (2003) - *Bassin versant de la Roya : Cartographie de l'aléa mouvement de terrain, échelle 1/25000*. BRGM, 103 p.

Terzaghi K. (1950) - Mechanism of landslides. *Application of Geology to Engineering practice*, 83-123

Terzaghi K. (1967) - *Soil mechanics in engineering practice*. Wiley, 729 p.

Terzaghi K. and Gilboy G. (1925) - *Erdbaumechanik auf Bodenphysikalischer Grundlage*. Germany: Deuticke Leipzig, 355-357

Teza G., Pesci A., Genevois R. and Galgaro A. (2008) - Characterization of landslide ground surface kinematics from terrestrial laser scanning and strain field computation. *Geomorphology*, 97, 424-437

Thanh L. N. and De-Smedt F. (in press) - Application of an analytical hierarchical process approach for landslide susceptibility mapping in A Luoi district, Thua Thien Hue Province, Vietnam. *Environmental Earth Sciences*,

Thierry Y. (2007) - *Susceptibilité du bassin de Barcelonnette (Alpes du sud, France) aux "mouvements de versant" : cartographie morphodynamique, analyse spatiale et modélisation probabiliste*. Thèse de doctorat, Université de Caen-basse Normandie, 443 p.

Thierry Y., Malet J. P. and Maquaire O. (2006) - Test of Fuzzy Logic Rules for landslide susceptibility assessment. SAGEO, International Conference on Spatial Analysis and Geomatics, Strasbourg, 18 p.

Thierry Y., Malet J. P., Sterlacchini S., Puissant A. and Maquaire O. (2005) - Analyse spatiale de la susceptibilité des versants aux glissements de terrain : comparaison de 2 approches spatialisées par SIG. *Géomatique*, 15, 227-245

Thierry Y., Malet J. P., Sterlacchini S., Puissant A. and Maquaire O. (2007) - Landslide susceptibility assessment by bivariate methods at large scales: Application to a complex mountainous environment. *Geomorphology*, 92, 38-59

Thomas M. F. (2001) - Landscape sensitivity in time and space: an introduction. *Catena*, 42, 83-98

Tiwari B. and Ajmera B. (2011) - A new correlation relating the shear strength of reconstituted soil to the proportions of clay minerals and plasticity characteristics. *Applied Clay Sciences*, 53, 48-57

Topping D. J. (1993) - Palaeogeographic reconstruction of the Death Valley extended region: evidence from Miocene large rock-avalanche deposits in the Amargosa Chaos Basin, California. *Geological Society of America Bulletin*, 105, 1190-1213

Tourman A. (2007) - *Fonctionnement, dynamique et intérêt paléoenvironnemental des tourbières du plateau volcanique du Devès (Velay, Massif Central français)*. Thèse de doctorat, Département de Géographie, Université Jean Monnet, Saint-Etienne, 374 p.

Trauth M. H., Bookhagen B. and Marwan N. (2003) - Multiple landslide clusters record Quaternary climate changes in the northwestern Argentine Andes. *Palaeo*, 194, 109-121

Travalletti J., Demand J., Jaboyedoff M. and Marillier F. (2010) - Mass movement characterization using a reflexion and refraction seismic survey with the sloping local base level concept. *Geomorphology*, 116, 1-10

Tribe S. and Leir M. (2004) - The role of aerial photograph interpretation in natural hazard and risk assessment. *International Pipeline Conference*, October 4-8, Calgary, Canada, 6 p.

Tricart J. (1965) - *Principes et méthodes de la géomorphologie*. Masson, Paris 496 p.

Tricart J. and Cailleux A. (1965) - *Introduction à la géomorphologie climatique*. SEDES, Paris 306 p.

Turcotte D. L. (1997) - *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. New-York Cambridge University Press, Melbourne, 2nd Ed., 398 p.

Turland M., Larqué P., Sudre J., Vianey-liaud M. and Weber F. (1993) - Confirmation paléontologique du passage latéral des Calcaires de Ronzon aux Sables de la Laussonne dans le Stampien inférieur (Sannoisien) du bassin du Puy-en-Velay (Massif central). *Géologie de la France*, 1, 71-76

Turner T. R., Duke S. D., Fransen B. R., Reiter M. L., Kroll A. J., Ward J. W., Bach J. L., Justice T. E. and Bilby R. E. (2010) - Landslide densities associated with rainfall, stand age, and topography on forested landscapes, southwestern Washington, USA. *Forest Ecology & Management*, 259, 2233-2247

Uzi T. (1983) - Volcanic dry avalanche deposits, identification and comparison with non volcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanologic and Geothermal Research*, 18, 231-245

Usher M. B. (2001) - Landscape sensitivity: from theory to practice. *Catena*, 42, 375-383

Uzielli M., Nadim F., Lacasse S. and Kaynia A. M. (2008) - A conceptual framework for quantitative estimation of physical vulnerability to landslides. *Engineering Geology*, 102, 251-256

Vahidnia M. H., Alesheikh A. A., Alimohammadi A. and Hosseinali F. (2010) - A GIS-based neuro-fuzzy procedure for integrating knowledge and data in landslide susceptibility mapping. *Computers & Geosciences*, 36, 1101-1114

Valadas B. (1984) - *Les Hautes terres du Massif Central français : contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques*. Thèse d'état, Université Paris I Panthéon/Sorbonne, 927 p.

Vallauri D. (1999) - Quel avenir pour les peuplements RTM de Pin Noir d'Autriche sur substrat marneux dans les Alpes du Sud ? *Revue Forestière Française*, 5, 612-626

Van-Asch T. W. J., Malet J. P. and Van-Beek L. P. H. (2006) - Influence of landslide geometry and kinematic deformation to describe the liquefaction of landslides: Some theoretical considerations. *Engineering Geology*, 88, 59-69

Van-Asch T. W. J., Van-Beek L. P. H. and Bogaard T. A. (2007) - Problems in predicting the mobility of slow-moving landslides. *Engineering Geology*, 91, 46-55

Van-den-Eeckhaut M., Marre A. and Poesen J. (2010) - Comparison of two landslide susceptibility assessments in the Champagne-Ardenne region (France). *Geomorphology*, 115, 141-155

Van-den-Eeckhaut M., Moeyersons J., Nyssen J., Abraha A., Poesen J., Haile M. and Deckers J. (2009) - Spatial patterns of old, deep-seated landslides: A case-study in the northern Ethiopian highlands. *Geomorphology*, 105, 239-252

Van-Den-Eeckhaut M., Poesen J., Govers G., Verstraeten G. and Demoulin A. (2007b) - Characteristics of the size distribution of recent and historical landslides in a populated hilly region. *Earth and Planetary Science Letters*, 256, 588-603

Van-Den-Eeckhaut M., Poesen J., Gullentops F., Vandekerckhove L. and Hervas J. (2011) - Regional mapping and characterisation of old landslides in hilly regions using LiDAR-based imagery in Southern Flanders. *Quaternary Research*, 75, (3), 721-733

Van-Den-Eeckhaut M., Poesen J., Verstraeten G., Vanacker V., Moeyersons J., Nyssen J. and Van-Beek L. P. H. (2005) - The effectiveness of hillshade maps and expert knowledge in mapping old deep-seated landslides. *Geomorphology*, 67, 351-363

Van-den-Eeckhaut M., Reichenbach P., Guzzetti F., Rossi M. and Poesen J. (2009) - Combined landslide inventory and susceptibility assessment based on different mapping units: an example from the Flemish Ardennes, Belgium. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 507-521

Van-den-Eeckhaut M., Verstraeten G. and Poesen J. (2007) - Morphology and internal structure of a dormant landslide in a hilly area: The Collinabos landslide (Belgium). *Geomorphology*, 89, 258-273

Van-Fraassen B. C. (1980) - *The Scientific Image*. Clarendon Press, Oxford, 235 p.

Van-Geel B., Bokovenko N. A., Dergachev V. A., Parzinger H. and Zaitseva G. I. (2006) - Le changement climatique à partir de 850 av.J.-C. et l'expansion de la culture scythe. *C.R. Palevol*, 5, 323-328

Van-Westen C. J. (1997) - *Statistical landslide hazard analysis, ILWIS 2.1 for Windows application guide*. Enschede, 73-84

Van-Westen C. J. (2000) - The modelling of landslide hazards using GIS. *Surveys in Geophysics*, 21, 241-255

Van-Westen C. J. (2004) - Geo-Information tools for landslide risk assessment: an overview of recent developments. Landslides Evaluation & Stabilization, *Proceedings of the 9th International Symposium on Landslides*, Rio de Janeiro, Brasil, 28th June-2nd July, 39-56

Van-Westen C. J., Castellanos E. and Kuriakose S. L. (2008) - Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview. *Engineering Geology*, 102, 112-131

Van-Westen C. J., Rengers N. and Soeters R. (2003) - Use of Geomorphological Information in Indirect Landslide Susceptibility Assessment. *Natural Hazards*, 30, 399-419

Van-Westen C. J., Rengers N., Terlien M. T. J. and Soeters R. (1997) - Prediction of the occurrence of slope instability phenomena through GIS-based hazard zonation. *Geologische Rundschau*, 86, (2), 404-414

Van-Westen C. J., Seijmonsbergen A. C. and Mantovani F. (1999) - Comparing Landslide Hazard Maps. *Natural Hazards*, 20, 137-158

Vanacker V., Vanderschaeghe M., Govers G., Willems E., Poesen J., Deckers J. and de-Bievre B. (2003) - Linking hydrological, infinite slope stability and land-use change models through GIS for assessing the impact of deforestation on slope stability in high Andean watersheds. *Geomorphology*, 52, 299-315

Varnes D. J. (1958) - *Landslides Types and Processes*. 20-47 p.

Varnes D. J. (1978) - *Slope movements types and processes*. Special Report 176: Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington DC, 11-33

Varnes D. J. (1984) - Landslide hazard zonation : A review of principles and practice. *Natural Hazards*, 3, 63

Veyret, Y. (1978) - *Les modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français : problèmes de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne*. Thèse de doctorat, 2 tomes, Université Paris I, Panthéon-Sorbonne, Paris, 338 + 445p.

Vidal N., De-Goër-de-Herve A. and Camus G. (1996) - Déstabilisation de reliefs d'érosion en terrain volcanique. Exemples pris dans le Massif Central français. *Quaternaire*, 7, (2-3), 117-127

Von-Ruette J., Papritz A., Lehmann P., Rickli C. and Or D. (2011) - Spatial statistical modeling of shallow landslides—Validating predictions for different landslide inventories and rainfall events. *Geomorphology*, 133, 11-22

Wan S. (2009) - A spatial decision support system for extracting the core factors and thresholds for landslide susceptibility map. *Engineering Geology*, 108, 237-251

Wan S., Lei T. C. and Chou T. Y. (2010) - A novel data mining technique of analysis and classification for landslide problems. *Natural Hazards*, 52, 211-230

Wan Y. and Kwong J. (2002) - Shear strength of soils containing amorphous clay-size materials in a slow-moving landslide. *Engineering Geology*, 65, 293-303

Wang F., Zhang Y., Huo Z., Peng X., Araiba K. and Wang G. (2008) - Movement of the Shuping landslide in the first four years after the initial impoundment of the Three Gorges Dam Reservoir, China. *Landslides*, 5, 321-329

Wang F. W., Sassa K. and Wang G. (2002) - Mechanism of a long-runout landslide triggered by the August 1998 heavy rainfall in Fukushima Prefecture, Japan. *Engineering Geology*, 63, 169-185

Wang G. and Sassa K. (2003) - Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particle content. *Engineering Geology*, 69, 109-125

Wang W. D., Guo J., Fang L. G. and Chang X. S. (2012) - A subjective and objective integrated weighting method for landslides susceptibility mapping based on GIS. *Environmental Earth Sciences*, 65, (6), 1705-1714

Wang X. and Niu R. (2009) - Spatial Forecast of Landslides in Three Gorges Based On Spatial Data Mining. *Sensors*, 9, 2035-2061

Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S. P. and Jetel M. (2011) - Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, 30, 3109-3123

Ward W. H. (1945) - The stability of natural slopes. *The Geographical Journal*, 105, (5/6), 170-197

Wegener A. (1929) - *The Origin of Continents and Oceans*. Translated by J.G.A. Skerl, Methuen, 4th ed. London

Weidinger J. T. and Korup O. (2009) - Frictionite as evidence for a large Late Quaternary rockslide near Kanchenjunga, Sikkim Himalayas, India — Implications for extreme events in mountain relief destruction. *Geomorphology*, 103, 57-65

Wen B. P., Aydin A., Duzgoren-Aydin N. S., Li Y. R., Chen H. Y. and Xiao S. D. (2007) - Residual strength of slip zones of large landslides in the Three Gorges area, China. *Engineering Geology*, 93, 82-98

Whitworth M. C. Z., Giles D. P., Murphy W. and Petley D. N. (2000) - Spectral Properties of Active, Suspended and Relict Landslides derived from Airborne Thematic Mapper Imagery. *Landslides in Research, Theory and Practice*. Bromhead, E., Dixon, N. and Ibsen, M. (eds.), 1569 - 1674

Wieczorek G. F. (1984) - Preparing a Detailed Landslide-Inventory Map for Hazard Evaluation and Reduction. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 21, (3), 337-342

Wills C. J. and McCrirk T. P. (2002) - Comparing landslide inventories, the map depends on the method. *Environmental & Engineering Geoscience*, 8, 279-293

Wilson J. P. and Gallant J. C. (2000) - Terrain Analysis: Principles and Applications. J.P. Wilson & J.C. Gallant (eds.), John Wiley & Sons, 479 p.

Winckell, A. (1971) - *Rôle respectif de la tectonique récente et de l'érosion différentielle dans l'élaboration du relief de la retombée nord-ouest de la Montagne limousine*. Thèse de 3ème cycle, Géographie, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 164 p.

Witt A., Malamud B. D., Rossi M., Guzzetti F. and Peruccacci S. (2010) - Temporal correlations and clustering of landslides. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 1138-1156

Wittgenstein L. (1980) - Culture and value. G.H. von Wright, University of Chicago Press, Chicago 94 p. p.

Wright R. H., Campbell R. H. and Nielsen T. H. (1974) - Preparation and use of isopleth maps of landslide deposits. *Geology*, 2, 483-485

Wu X., Kumar V., Quinlan J. R., Ghosh J., Yang Q., Motoda H., McLachlan G. J., Ng A., Liu B., Yu P. S., Zhou Z. H., Steinbach M., Hand D. J. and Steinberg D. (2008) - Top 10 algorithms in data mining. *Knowledge and Information Systems*, 14, 1-37

Xie M., Esaki T., Qiu C. and Lin J. (2007) - Spatial three-dimensional landslide susceptibility mapping tool and its applications. *Earth Science Frontiers*, 14, (6), 73-84

Xie M., Esaki T. and Zhou G. (2004) - GIS-Based Probabilistic Mapping of Landslide Hazard Using a Three-Dimensional Deterministic Model. *Natural Hazards*, 33, 265-282

Xu Z. W. (2001) - GIS and ANN model for landslide susceptibility mapping. *Journal of Geographical Sciences*, 11, (3), 374-381

Yalcin A. (2007) - The effects of clay on landslides: A case study. *Applied Clay Sciences*, 38, 77-85

Yalcin A. (2011) - A geotechnical study on the landslides in the Trabzon Province, NE, Turkey. *Applied Clay Sciences*, 52, 11-19

Yalcin A. and Bulut F. (2007) - Landslide susceptibility mapping using GIS and digital photogrammetric techniques: a case study from Ardesen (NE-Turkey). *Natural Hazards*, 41, 201-226

Yalcin A., Reis S., Aydinoglu A. C. and Yomralioglu T. (2011) - A GIS-based comparative study of frequency ratio, analytical hierarchy process, bivariate statistics and logistics regression methods for landslide susceptibility mapping in Trabzon, NE Turkey. *Catena*, 85, 274-287

Yao X., Tham L. G. and Dai F. C. (2008) - Landslide susceptibility mapping based on Support Vector Machine: A case study on natural slopes of Hong Kong, China. *Geomorphology*, 101, 572-582

Yarnold J. C. (1993) - Rock-avalanche characteristics in dry climate and the effect of flow into lakes: insights from mid-Tertiary sedimentary breccias near Artillery Peak, Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, 105, 345-360

Yates F. (1934) - Contingency table involving small numbers and the χ^2 test. *Supplement to the Journal of the Royal Statistical Society*, 1, (2), 217-235

Yeon Y. K., Han J. G. and Ryu K. H. (2010) - Landslide susceptibility mapping in Injae, Korea, using a decision tree. *Engineering Geology*, 116, 274-283

Yesilnacar E. and Topal T. (2005) - Landslide susceptibility mapping: A comparison of logistic regression and neural networks methods in a medium scale study, Hendek region (Turkey). *Engineering Geology*, 79, 251-266

Yilmaz I. (2009) - Landslide susceptibility mapping using frequency ratio, logistic regression, artificial neural networks and their comparison: A case study from Katland slides(Tokat—Turkey). *Computers & Geosciences*, 35, 1125-1138

Yilmaz I. (2010) - Comparison of landslide susceptibility mapping methodologies for Koyulhisar, Turkey: conditional probability, logistic regression, artificial neural networks, and support vector machine. *Environmental Earth Sciences*, 61, 821-836

Yilmaz I. (2010b) - The effect of the sampling strategies on the landslide susceptibility mapping by conditional probability and artificial neural networks. *Environmental Earth Sciences*, 60, 505-519

Yin K. L. and Yan T. Z. (1988) - Statistical prediction model for slope instability of metamorphosed rocks. *5th International Symposium in Landslides*, Balkema, Rotterdam, Landslides.1269-1272

Yin Y., Wang H., Gao Y. and Li X. (2010) - Real-time monitoring and early warning of landslides at relocated Wushan Town, the Three Gorges Reservoir, China. *Landslides*, 7, 339-349

Zadeh L. A. (1965) - Fuzzy sets. *Information and control*, 8, 338-353

Zangerl C., Prager C., Chwatal W., Mertl S., Renk D., Schneider-Muntau B., Kirschner H., Brandner R., Brückl E., Fellin W., Tentschert E., Eder S., Poscher G. and Schönlaub H. (2009) - Process-based investigations and monitoring of deep-seated landslides. *Sustainable Natural Hazard Management in Alpine Environments*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg E. Veulliet et al., 135-178

Zanutta A., Baldi P., Bitelli G., Cardinali M. and Carrara A. (2006) - Qualitative and quantitative photogrammetric techniques for multi-temporal landslide analysis. *Annals of Geophysics*, 49, (4/5), 1067-1080

Zaruba Q. and Mencil V. (1969) - *Landslides and their control*. Amsterdam Elsevier, NY, 205 p.

Zeze J. L., Henriques C. S., Garcia R. A. C., Oliveira S. C., Piedade A. and Neves M. (2009) - Effects of landslide inventories uncertainty on landslide susceptibility modelling. *Landslide processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling*, Strasbourg, 6-7 february 2009, J.P. Malet, A. Remaitre, T. Bogaard.81-86

Zimmermann H. J. (2001) - *Fuzzy set theory and its applications*. Springer, 514 p.

Zimmermann H. J. and Zysno P. (1980) - Latent connectives in human decision making. *Fuzzy Sets and Systems*, 4, (1), 37-51



ANNEXES

Annexe 1 – Classification de Dikau et al. (1996)

Annexe 2 – Test préliminaire du protocole de trajectographie

Annexe 3 – Sismique réfraction du glissement du Monastier

Annexe 4 – Synthèse et correspondances des formations sédimentaires du bassin du Puy

Annexe 5 – Protocole de granulométrie

Annexe 6 – Essais de cisaillement rectiligne avec les boîtes de Casagrande

Annexe 7 – Diffractométrie des argiles (Pr. Henri Buscail)

Annexe 8 – Comparaison des données ASTER/BD Alti IGN

Annexe 9 – Carte des facteurs dérivés du MNT

Annexe 10 – Calcul des W_i par types de glissements et par facteurs de contrôle

Annexe 11 – Principes de fonctionnement des modèles déterministes couplés hydromécaniques

Annexe 12 – V de Cramer entre chaque variable relativement aux glissements de terrain

Annexe 13 – Catégorisation des variables

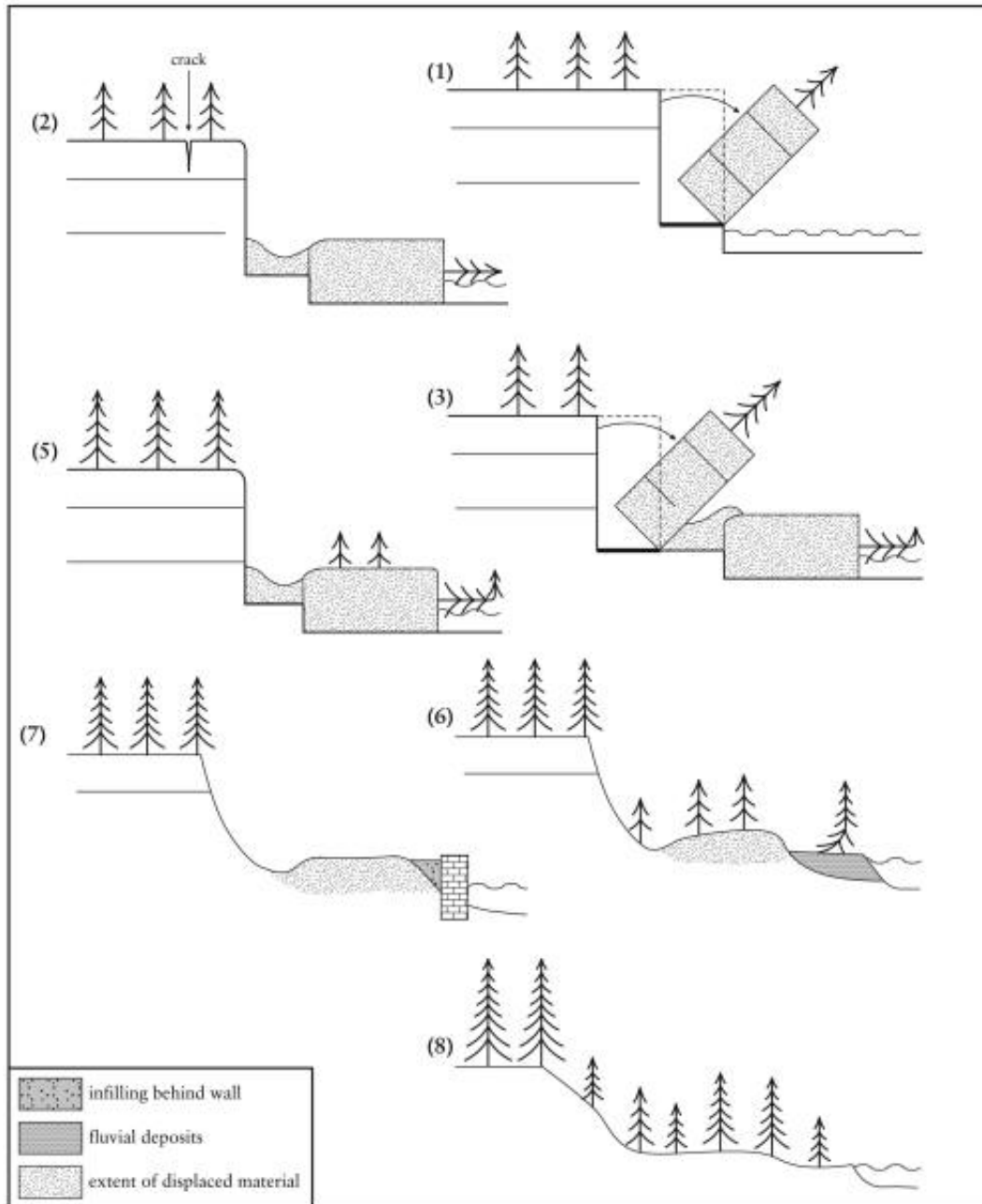
Annexe 14 – Calcul des poids par variable (WOE)

Annexe 15 – Résultats des régressions logistiques

Annexe 16 – Synthèse des entretiens avec les élus

ANNEXE 1 – Classification de Dikau et al. (1996)

A1.1. Classification des états d'activité des mouvements de terrain



(Image Source: Cooper, R.G. (2007) Mass Movements in Great Britain, Geological Conservation Review Series, No. 33, Joint Nature Conservation Committee, Peterborough, 348 pp.)

Glossary: (1) active; (2) suspended; (3) re-activated; (5) dormant; (6) abandoned; (7) stabilized; (8) relict. State (4) inactive is divided into states (5)–(8). See below for explanation of states. After WP/WLI (1993).

Active: An active landslide is currently moving. In the example shown erosion at the toe causes a block to topple.

Suspended: A suspended landslide has moved within the last 12 months, but is not active at present. In the example shown local cracking can be seen in the crown of the topple.

Reactivated: A reactivated landslide is an active landslide which has been inactive. In the example shown another block topples and disturbs the previously displaced material.

Inactive: An inactive landslide has not moved within the last 12 months and can be divided into 4 states: Dormant, Abandoned, Stabilised and Relict.

Dormant: A dormant landslide is an inactive landslide which can be reactivated by its original causes or other causes. In the example shown the displaced mass begins to regain its tree cover and scarps are modified by weathering.

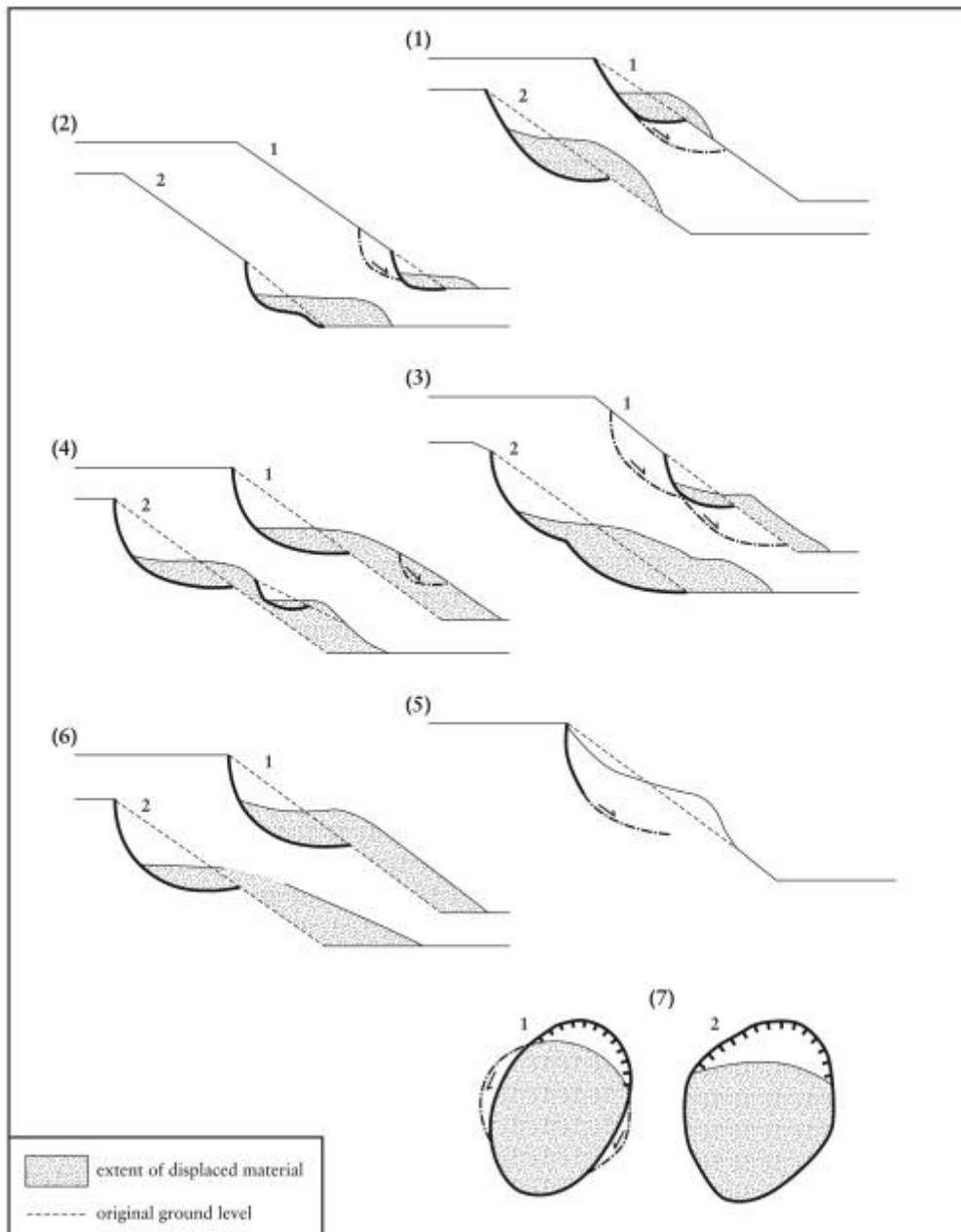
Abandoned: An abandoned landslide is an inactive landslide which is no longer affected by its original causes. In the example shown the fluvial deposition has protected the toe of the slope, the scarp begins to regain its tree cover.

Stabilised: A stabilised landslide is an inactive landslide which has been protected from its original causes by remedial measures. In the example shown a retaining wall protects the toe of the slope.

Relict: A relict landslide is an inactive landslide which developed under climatic or geomorphological conditions considerably different from those at present. In the example shown uniform tree cover has been established.

A.1.2. Dynamique d'activité

Glossary: (1) advancing; (2) retrogressive; (3) enlarging; (4) diminishing; (5) confined; (6) moving; (7) widening. See below for explanation of terms. After WP/WLI (1993).



(Image Source: Cooper, R.G. (2007) Mass Movements in Great Britain, Geological Conservation Review Series, No. 33, Joint Nature Conservation Committee, Peterborough, 348 pp.)

Advancing: In an advancing landslide the rupture surface is extending in the direction of movement.

Retrogressive: In a retrogressive landslide the rupture surface is extending in the direction opposite to the movement of the displaced material.

Enlarging: in an enlarging landslide the rupture surface of the landslide is extending in two or more directions.

Diminishing: In a diminishing landslide the volume of displaced material is decreasing.

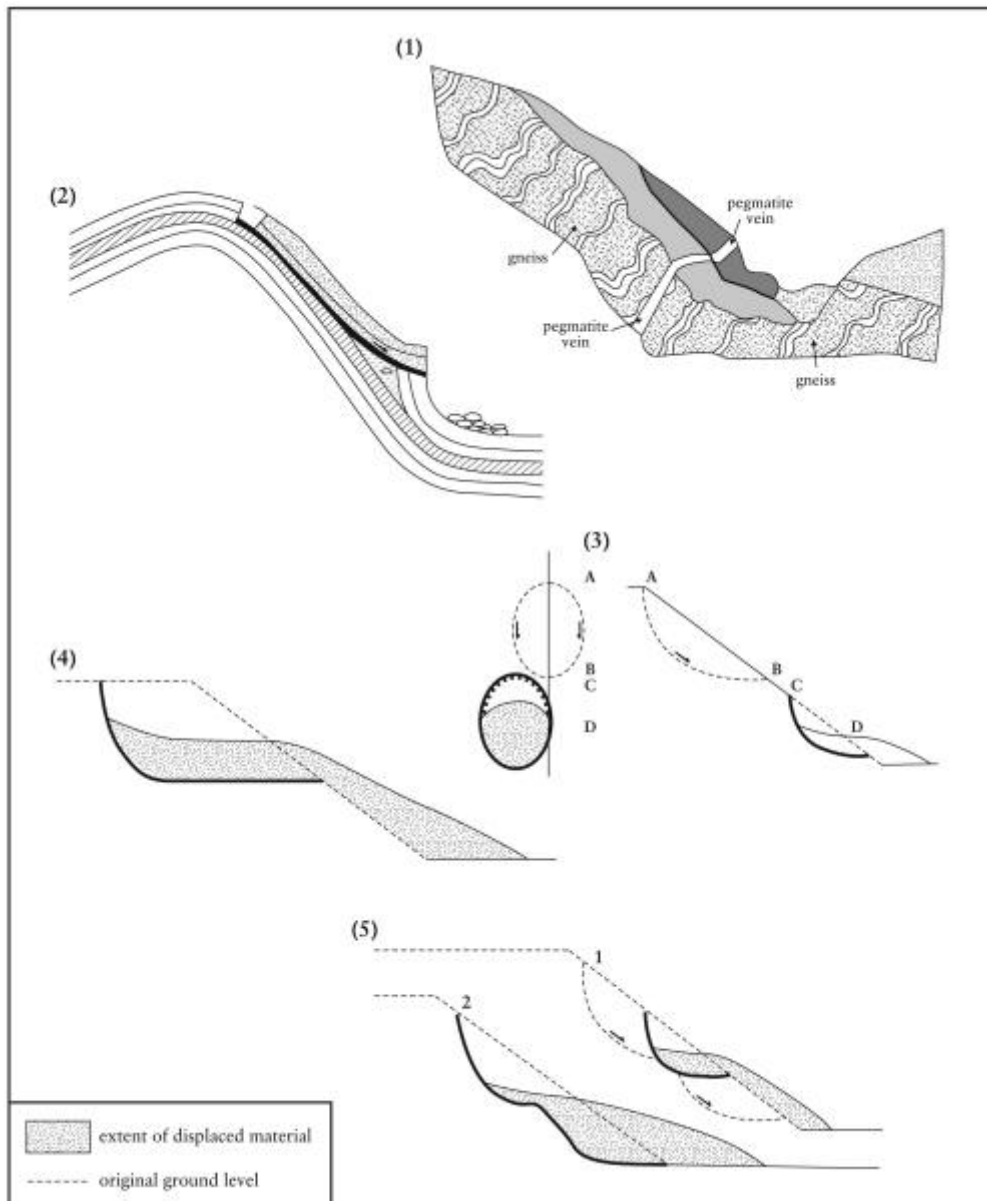
Confined: In a confined landslide there is a scarp but no rupture surface visible at the foot of the displaced mass.

Moving: In a moving landslide the displaced material continues to move without any visible change in the rupture surface and the volume of the displaced material.

Widening: In a widening landslide the rupture surface is extending into one or both flanks of the landslide.

A.1.3. Styles d'activité

Glossary : (1) complex; (2) composite; (3) successive; (4) single; (5) multiple. See below for explanation of terms. After WP/WLI (1993).



(Image Source: Cooper, R.G. (2007) Mass Movements in Great Britain, Geological Conservation Review Series, No. 33, Joint Nature Conservation Committee, Peterborough, 348 pp.)

Complex: A complex landslide exhibits at least two types of movement (falling, toppling, sliding, spreading and flowing) in sequence. In the example shown a gneiss and a pegmatite vein toppled

with valley incision. Alluvial deposits fill the valley bottom. After weathering had weakened the toppled material some of the displaced mass slid further downslope.

Composite: A composite landslide exhibits at least two types of movement simultaneously in different parts of the displacing mass. In the example shown the limestones have slid on the underlying shales causing toppling below the toe of the slide rupture surface.

Successive: A successive landslide is the same type as a nearby, earlier landslide, but does not share displaced material or rupture surface with it. In the example shown the later slide AB is the same type as CD but does not share displaced material or a rupture surface with it.

Single: A single landslide is a single movement of displaced material.

Multiple: A multiple landslide shows repeated development of the same type of movement.

A.1.4. Typologie de Dikau et al. (1996)

	a) Planar	
Type Translational movement (Often associated with discontinuity)	Form of Initial Failure Surface b) Stepped	Subsequent Deformation May develop complex run-out forms after disintegrating (see falls and flows).
Fall (rock or stiff soil) Controlled failures in bedded or foliated rocks)	c) Wedge	
	a) Planar surface	
Detachment from: Spread (soils and weak rock) pre-existing discontinuities or tension failure surfaces	b) Wedge (two or more intersecting joints)	Free fall, may break up, bounce, slide or flow down slopes. May involve fluidisation, liquefaction, cohesionless grain flow, heat generation or other secondary effects on disintegration when failed rock hits the ground surface.
Lateral spreading of ductile or soft material that deforms	c) Stepped surface a) Soft layer beneath a hard rock d) Vertical surface	Can develop sudden spreading failures in quick clays when the slope opens up in blocks and fissures followed by liquefaction. Might be a slow movement associated with denudational unloading. Can be represented by cambering and valley bulging.
Topple (rock or stiff soil)	b) Weak interstratified layer	
	c) Collapsing structure	
Detachment from:	a) Single	
Flow (usually associated with soils but pre-existing discontinuities or tension failure surfaces may occur)	b) Multiple	As above
Slide		
Debris movement by flow	a) Unconfined	Flow involves complex run-out mechanisms. it may be catastrophic in effect and it may move in sheets or lobes.
Rotational movement (failure surfaces essentially circular; occurs in soils)	a) Single b) Channelized b) Multiple	The form of deformation is complex and the geologist may judge the slide to be a creep or even flow, possibly over existing failures. Failure might be retrogressive or progressive.
Creep movement	c) Successive Failure surface rarely clearly defined	Creep may be superficial gravity movement, seasonal movements or it might represent pre-failure and progressive movements prior to a larger scale failure.
Non-rotational compound movement (non-circular failure surface; may be listric or bi-planar; found in soils and rocks)	a) Single b) Progressive c) Multi-stored	Graben often develops at the head of the landslide. It may include a toe failure of a different type.

Rock flow (sometimes referred to as sagging or Sackung). Usually associated with mountain terrain or areas of rapid and deep incision.	a) Single-sided b) Double-sided c) Stepped (Failure surface may be rotational, compound, listric, biplanar or intermittent)	May be slow gravity creep or the early stages of larger scale movements that only show as bulging in the topography without a clearly defined toe deformation. Where controlled by discontinuities it may involve toppling.
Complex		
a) Movements involving two or more of the above mechanisms (referred to as compound when two types of movement occur currently)	Dependant on the form of failure described above	As described for the various categories above.
b) Rock or debris avalanche	Often initiated as fall/slide of rock and/or debris	Complex long run-out mechanisms, including fluidisation and cohesionless grain flow.

ANNEXE 2 – Test préliminaire du protocole de trajectographie

A.2.1. Objectifs

Dans le cadre de la thèse sur les glissements de terrain affectant le bassin du Puy-en-Velay, un réseau de repères mobiles a été disposé sur 4 glissements de même nature, mais ayant un régime d'activité *a priori* différent.

Pour des raisons liées à la conformation du terrain d'étude ainsi qu'à la dynamique des glissements, le suivi de la cinétique s'opère par une mesure des repères mobiles avec un GPS différentiel bifréquence (Gili *et al.*, 2000; Malet *et al.*, 2002; Coe *et al.*, 2003; Mora *et al.*, 2003; Brückl *et al.*, 2006; Baldi *et al.*, 2008; Peyret *et al.*, 2008).

Afin de caler la procédure de prise de mesures sur le terrain ainsi que le traitement statistique des données obtenues, un test « grandeur nature » a été effectué sur le site de Gergovie, à proximité de Clermont-Ferrand (63). Il a été conçu pour tester la précision des mesures et le domaine de validité de l'utilisation du GPS ainsi que la durée nécessaire de prise de données par point pour atteindre la précision souhaitée.

A.2.2. Protocole

La sortie de terrain a été effectuée le 9 septembre 2008, de 9h00 à 12h50 afin d'optimiser les conditions de réception satellitaires et d'être dans une configuration permettant d'obtenir un PDOP et GDOP les plus faibles possible (**fig.A.2.1**) :

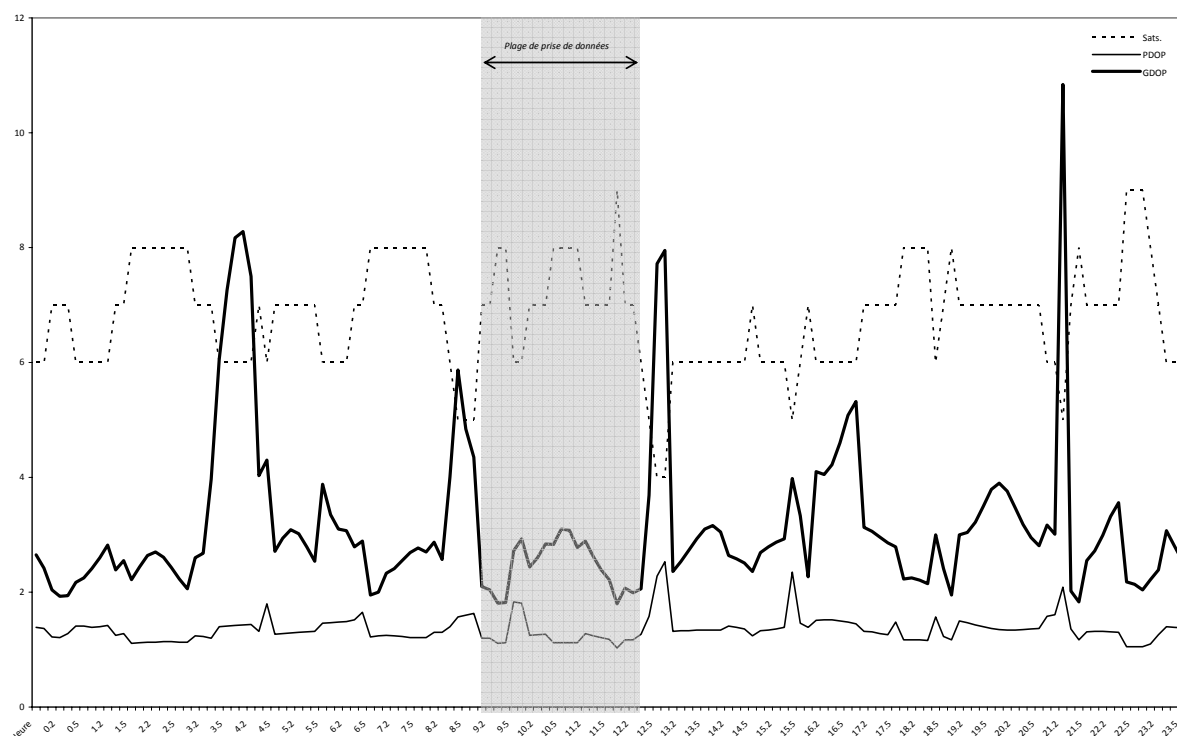


Figure A.2.1 – Configuration des DOP's en fonction des heures de la journée – en grisée, période de prise de mesures

Le matériel utilisé est un GPS différentiel bifréquence Leica système SR530 (une référence et un mobile). La référence a été configurée pour actualiser sa position toutes les 0,2s et émettre sa

position au mobile toutes les secondes. Elle a été placée sur une borne IGN 1954 dont la position est connue et entrée dans la référence en Lambert II étendu (repère n° 6330201 ; x=661530.798 ; y=2080140.365 ; z=721.62).

Le mobile a été configuré de manière identique à la référence et a été positionné sur les points « test » à l'aide d'un trépied. La prise des points s'est faite automatiquement toutes les secondes, à raison de 1200 observations par point (20min de mesure). Cette méthode s'apparente à un protocole dit « statique rapide ».

Au total, 5 points répartis sur 2 sites ont été mesurés (**fig.A.2.2**) :

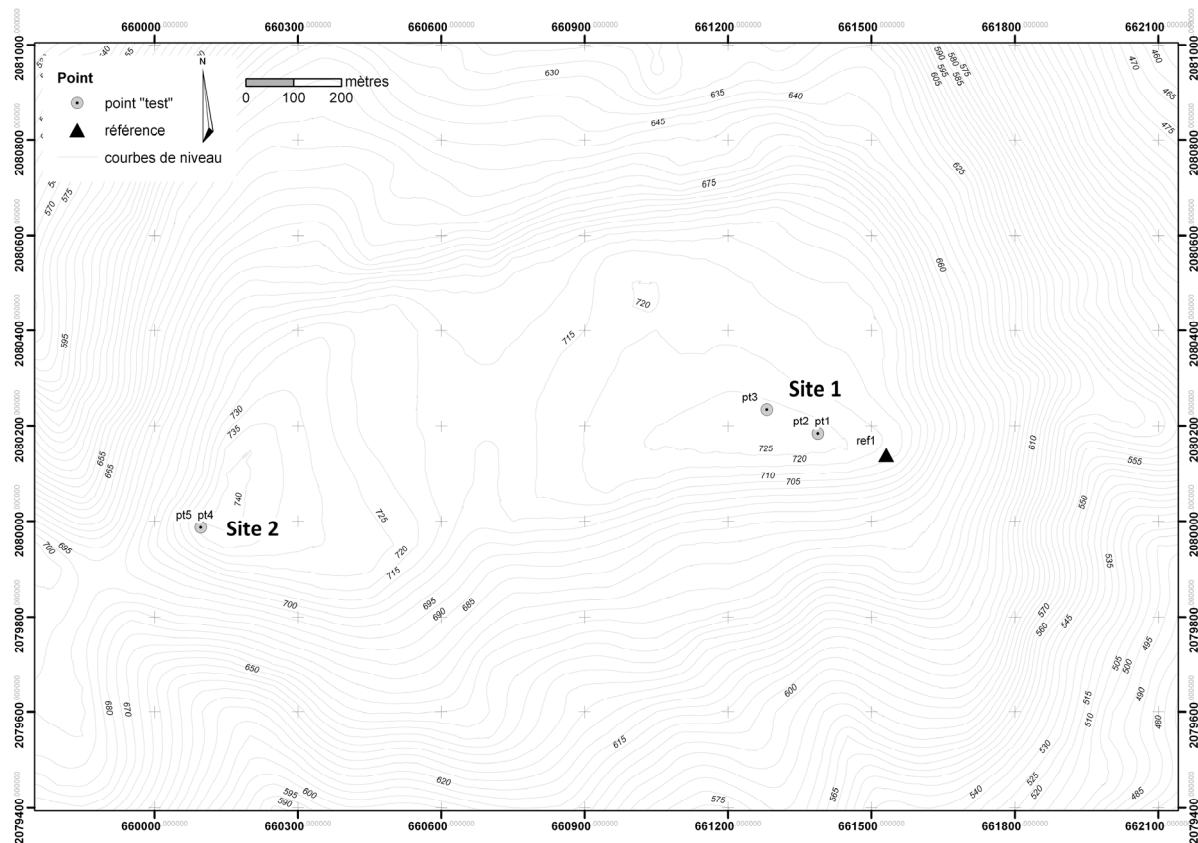


Figure A.2.2 - Localisation de la référence et des points tests sur le site de Gergovie

Les points 1 et 2 et les points 4 et 5 sont séparés par une distance avoisinant 5cm vers le nord afin de tester la sensibilité du récepteur GPS. Cette distance de 5cm correspond *a priori* à la fourchette des mouvements escomptés lors des 2 à 3 prochaines années sur les sites instrumentés dans le bassin du Puy.

Le site 1 est situé à 150/250m de la référence, tandis que le site 2 est situé à 1450m de la référence afin de tester la possible dégradation de la précision avec l'augmentation de la distance entre la référence et le mobile. Cette distance correspond à peu près aux distances qui sépareront les sites mesurés de leur référence lors de l'application de cette procédure au suivi de la cinétique des glissements du Puy.

Le traitement en laboratoire s'est fait à l'aide des logiciels Ski-pro (Leica) et XLstat. La correction se faisant en temps réel à partir d'un point connu (protocole RTK), aucun post-traitement de la référence n'est utile. Les points obtenus avec le mobile sont directement exploitables.

A.2.3. Résultats

Au total, 6 002 observations ont été collectées, représentant 1h20 d'enregistrement. La répartition des observations par point s'ajuste à peu près avec une fonction de probabilité normale (la non-normalité n'est pas significative), ce qui permet de caler l'interprétation sur cet ajustement, sauf pour le point 5 (**tab.A.2.1**),

	Site 1						Site 2			
	1		2		3		4		5	
	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y	X	Y
N points	1200	1200	1201	1201	1200	1200	1200	1200	1200	1200
Minimum	661387.8723	2080184.8917	661387.8500	2080184.9447	661281.0178	2080235.5065	660096.7181	2079987.5726	660096.6927	2079987.6445
1er quartile	661387.8816	2080184.9002	661387.8564	2080184.9562	661281.0255	2080235.5226	660096.7246	2079987.5800	660096.7087	2079987.6559
Médiane	661387.8836	2080184.9026	661387.8582	2080184.9598	661281.0276	2080235.5258	660096.7264	2079987.5819	660096.7109	2079987.6579
3ème quartile	661387.8858	2080184.9048	661387.8600	2080184.9629	661281.0292	2080235.5292	660096.7280	2079987.5838	660096.7135	2079987.6601
Maximum	661387.8962	2080184.9125	661387.8667	2080184.9730	661281.0354	2080235.5393	660096.7350	2079987.5911	660096.7227	2079987.6682
Étendue	0.0239	0.0208	0.0167	0.0283	0.0176	0.0328	0.0169	0.0185	0.0300	0.0237
Moyenne	661387.8837	2080184.9025	661387.8582	2080184.9596	661281.0274	2080235.5259	660096.7264	2079987.5819	660096.7110	2079987.6579
Aplatissement (Pearson)	-0.0054	0.0571	-0.0304	-0.3262	0.0009	-0.0751	0.0430	0.0159	1.1943	0.6718
Asymétrie (Pearson)	0.0820	-0.1293	0.0250	0.0180	-0.2007	-0.0706	-0.0337	-0.0688	-0.2418	-0.1118
Écart type (s) (68%)	0.0030	0.0035	0.0028	0.0046	0.0027	0.0050	0.0025	0.0028	0.0036	0.0032
2s (95%)	0.0060	0.0069	0.0055	0.0093	0.0055	0.0100	0.0050	0.0056	0.0073	0.0065
3s (99%)	0.0091	0.0104	0.0083	0.0139	0.0082	0.0150	0.0075	0.0083	0.0109	0.0097
Normalité	oui	oui	oui	oui	non	oui	oui	oui	non	non

Tableau A.2.1 – Récapitulatif des séries d'observations par point

Les forts coefficients d'aplatissement des X et Y du point 5 (courbe nettement platykurtique) décrivent un fort étalement des valeurs, ce qui ne permet pas d'ajuster la fonction à une loi normale. Cet état de fait dépend vraisemblablement de l'augmentation du GDOP, le point 5 ayant été pris dans une plage horaire de forte dégradation de la qualité de la constellation satellitaire.

Le X du point 3 ne suit pas non plus une distribution normale, car la répartition est légèrement bimodale, avec un pic important sur les valeurs supérieures à la moyenne (**fig.A.2.3**) :

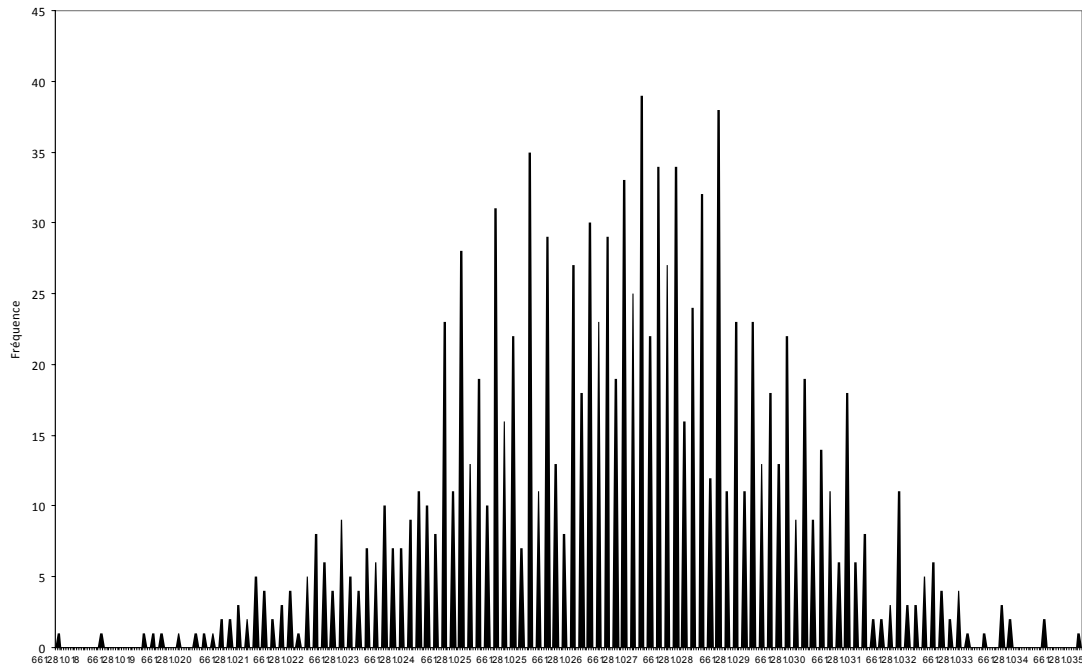


Figure A.2.3 – Distribution des observations X du point 3

Ces observations ayant été prises dans une plage de très bonne qualité de la constellation ($\text{GDOP} < 3.5$), nous ne voyons pas d'explications à cette observation.

Enfin, toujours en première analyse, les valeurs d'étendue restent acceptables, inférieures à 3,3cm et tournant autour de 2cm (ce qui correspond à une précision de $\pm 1\text{cm}$, précision affichée du GPS Leica SR530).

A.2.3.1. Relation temps/précision

L'objectif est de déterminer le temps minimum de station nécessaire pour arriver sur une position moyenne stable. Les moyennes flottantes des X et Y de chaque point ont été reportées sur un graphique à 2 axes (X et Y) en fonction du temps (en secondes) (**fig.A.2.4**) :

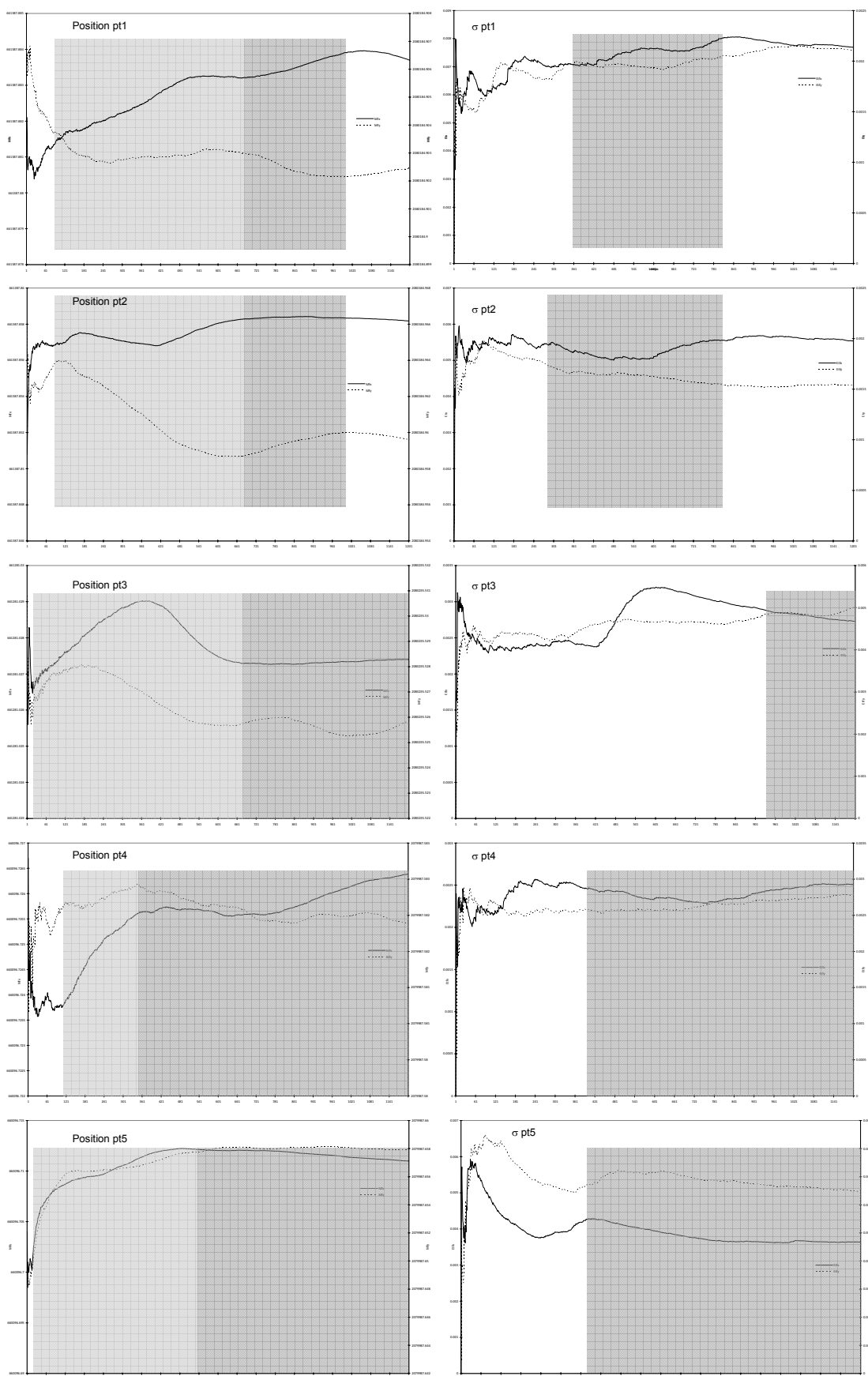


Figure A.2.4- Évolution des moyennes flottantes X, Y et des écarts-types X, Y pour les points 1 à 5 (trait plein, X ; trait pointillé, Y ; gris clair, zone d'ajustement ; gris foncé, zone de stabilisation)

Les comportements des moyennes flottantes diffèrent pour chaque point et surtout, diffèrent entre X et Y pour un même point. Les évolutions peuvent être conjointes (point 5) ou symétriquement opposées (point 1). Il n'y a donc pas de règles fixes concernant la topologie de l'évolution des positions moyennes dans le temps en fonction du X ou du Y. Par contre, on remarque une stabilisation de la moyenne flottante et de l'écart-type avec le temps liée à l'accumulation des données qui lissent les résultats. Là encore, il est difficile de tirer une règle générale quant au temps minimum (et donc au nombre d'observations) nécessaire pour être dans les zones de stabilisation de la position, car celles-ci varient de 360 secondes (point 4) à 900 secondes (point 1). Cependant, une durée d'enregistrement de 900 secondes (15 minutes) permet de toujours être dans la phase de stabilisation.

A.2.3.2- Précision spatiale

Nous nous concentrerons sur la sensibilité du système GPS face aux faibles différences de position spatiale et essaierons de définir le domaine de validité de cette technique (mouvement minimal perceptible).

Les points 1 et 2 sont décalés de 6cm selon un axe NNW/SSE. La distribution des observations suivant une loi normale, l'écart-type (σ) et son double (2σ) sont appropriés pour quantifier la dispersion et définir le domaine de précision (**fig. A.2.5**) :

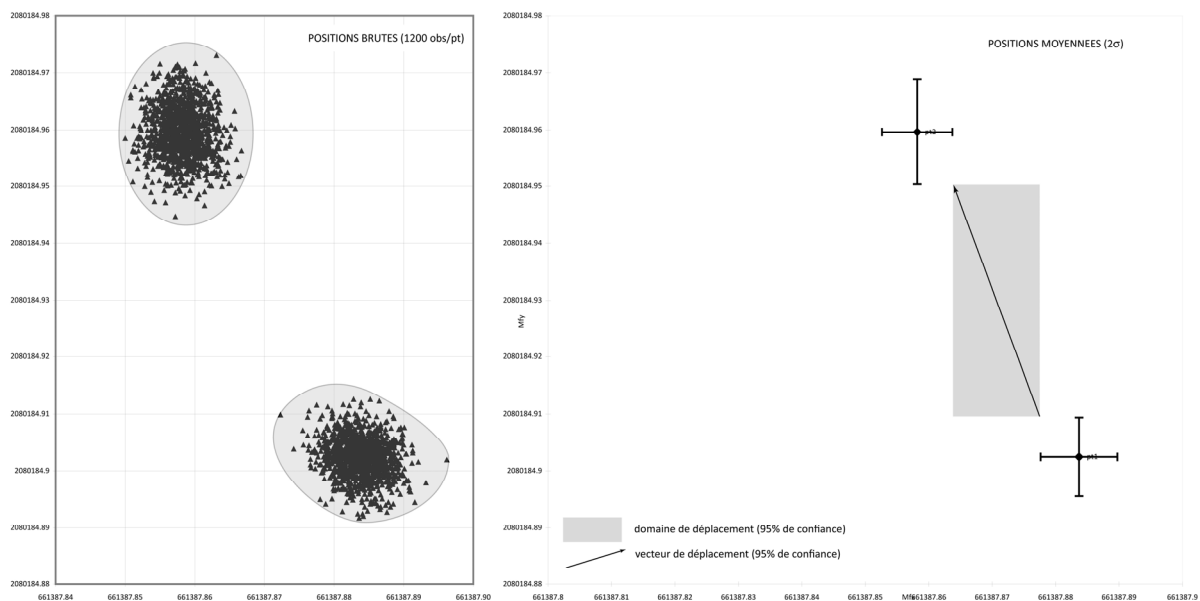


Figure A.2.5 – spatialisation des observations brutes et des positions moyennes des points 1 et 2, dans l'intervalle de confiance 2σ (95% de confiance)

Les enveloppes entourant les observations brutes ne se chevauchent ni en X, ni en Y. La modélisation des observations par la moyenne et l'intervalle $[+2\sigma ; -2\sigma]$ permet de définir un « domaine de déplacement » statistiquement significatif à 95% de confiance (en grisé sur la figure 5). Le vecteur inscrit dans ce domaine correspond au déplacement minimum significatif à 95%. Dans ce cas de figure, le domaine de validité de la technique correspond à :

$$dX = 2\sigma_{X1} + 2\sigma_{X2} \quad (1)$$

$$dY = 2\sigma_{Y1} + 2\sigma_{Y2} \quad (2)$$

Un déplacement inférieur à 1,15cm en X et à 1,62cm en Y n'est pas significatif à 95% de confiance. Cette technique est cependant suffisamment sensible pour enregistrer les déplacements supérieurs à ces valeurs dans l'intervalle de confiance considéré.

Le point 5, en première approche, ne suit pas la loi normale. Cependant, la procédure d'ajustement de la distribution des points à la loi normale donne une différence entre valeurs observées et théoriques non significative (test de Kolmogorov-Smirnov). Le test de conformité (χ^2) entre effectifs théoriques et observés est significativement négatif. Cependant, pour X, seulement 5 valeurs extrêmes (0,4% de l'effectif) contribuent à 99,5% du χ^2 . Le retrait de ces valeurs extrêmes rend la distribution conforme à la distribution théorique. De même pour Y, 7 valeurs extrêmes (0,58% de l'effectif) contribuent à 77% du χ^2 . Le retrait de ces valeurs permet également d'être conforme à la distribution théorique. En conclusion, retrait fait des 5 points extrêmes, la distribution des observations GPS pour le point 5 peut s'ajuster à la loi normale. De la même manière que pour les points 1 et 2, l'écart-type (σ) et son double (2σ) sont appropriés pour quantifier la dispersion et définir le domaine de précision (fig. A.2.6).

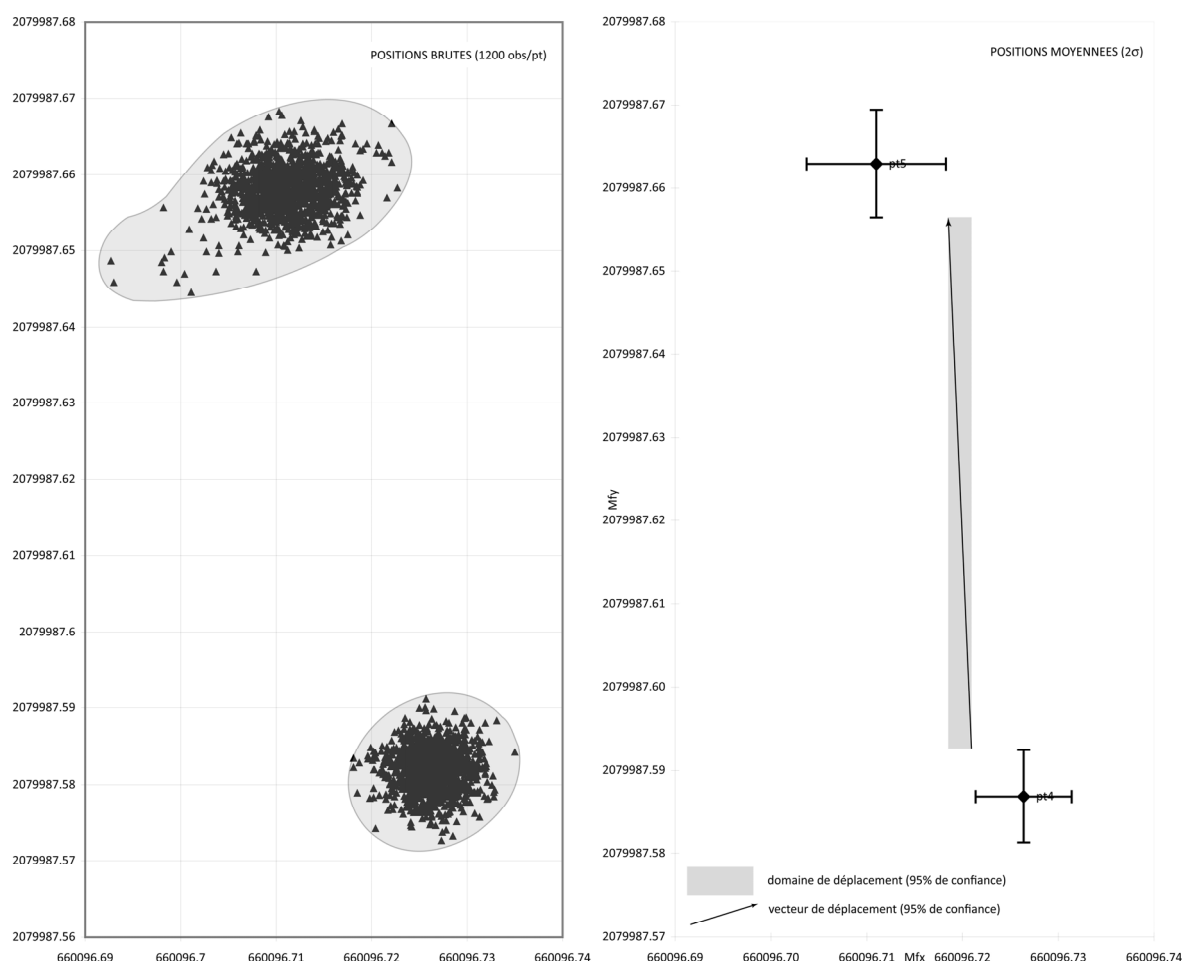


Figure A.2.6 – spatialisation des observations brutes et des positions moyennes des points 4 et 5, dans l'intervalle de confiance 2σ (95% de confiance)

Les points 4 et 5 sont décalés sur le terrain de 6.5cm selon une direction N/S. Les enveloppes se chevauchent en X mais pas en Y. Le chevauchement en X est de 5mm, correspondant à un espace d'incertitude réelle. On ne pourra jamais tirer quelconques conclusions au sein de cet espace (avec les données utilisées). La modélisation des nuages de points par la moyenne et l'intervalle $[-2\sigma ; +2\sigma]$ permet de définir le domaine de déplacement statistiquement significatif à 95%. Selon la même

procédure que pour les points 1 et 2, un déplacement inférieur à 1,23cm en X (1) et 1,20cm en Y (2) n'est pas significatif à 95% de confiance. Dans ce cas, l'utilisation d'un intervalle de confiance plus grand (99,7% de confiance), rapprocherait le modèle de la conformation brute (valeur d'étendue brute) entraînant un chevauchement en X de 2,5mm (**fig.A.2.7**). L'utilisation d'un intervalle de confiance $[-3\sigma ; +3\sigma]$ permet d'être sûr de la valeur du déplacement minimum perceptible par le DGPS, mais entraîne une incertitude de 2.5mm ne permettant pas de conclure sur l'effectivité d'un déplacement en X.



Figure A.2.7 – spatialisation des positions moyennes des points 4 et 5, dans l'intervalle de confiance 3σ (99,7% de confiance) – en grisé, l'aire d'incertitude

Il ressort de l'analyse des 2 couples de points que le DGPS et la technique « statique rapide » avec un temps de station « long » sur chaque point permettent de détecter, en condition de GDOP optimal, des déplacements inférieur ou égal à 1,5cm. Le temps d'acquisition des observations nécessaire pour arriver à cette précision ne doit pas être inférieur à 900 secondes. Le traitement statistique permet de calculer l'erreur et définir, pour chaque point mesuré, le domaine de validité des résultats. On en tire donc une valeur finale absolue située dans un intervalle de confiance (95% ou plus).

A.2.4. Conclusions

Le test effectué, motivé par des contraintes de terrain qui rendait impossible l'utilisation de méthodes plus traditionnelles, a permis de calibrer une procédure utilisant le DGPS pour une opération de trajectographie et de mesure cinétique sur des glissements de terrain amples et lents.

Il ressort que le DGPS bifrèquence, utilisé dans des conditions particulières, s'avère être un outil intéressant et performant pour un tel type de suivi. Le calibrage de la procédure s'appuie sur :

- une station fixe (référence) calée sur un point précisément connu,
- une station mobile montée sur trépied et calée précisément sur chaque point mesuré,
- une durée d'enregistrement des points à forte fréquence (1obs/s) et au minimum de 900 secondes,
- des déplacements mesurés $\geq 1,5\text{cm}$,
- des résultats compris dans des intervalles de confiance calculée pour chaque point.

ANNEXE 3 – Sismique réfraction du glissement du Monastier

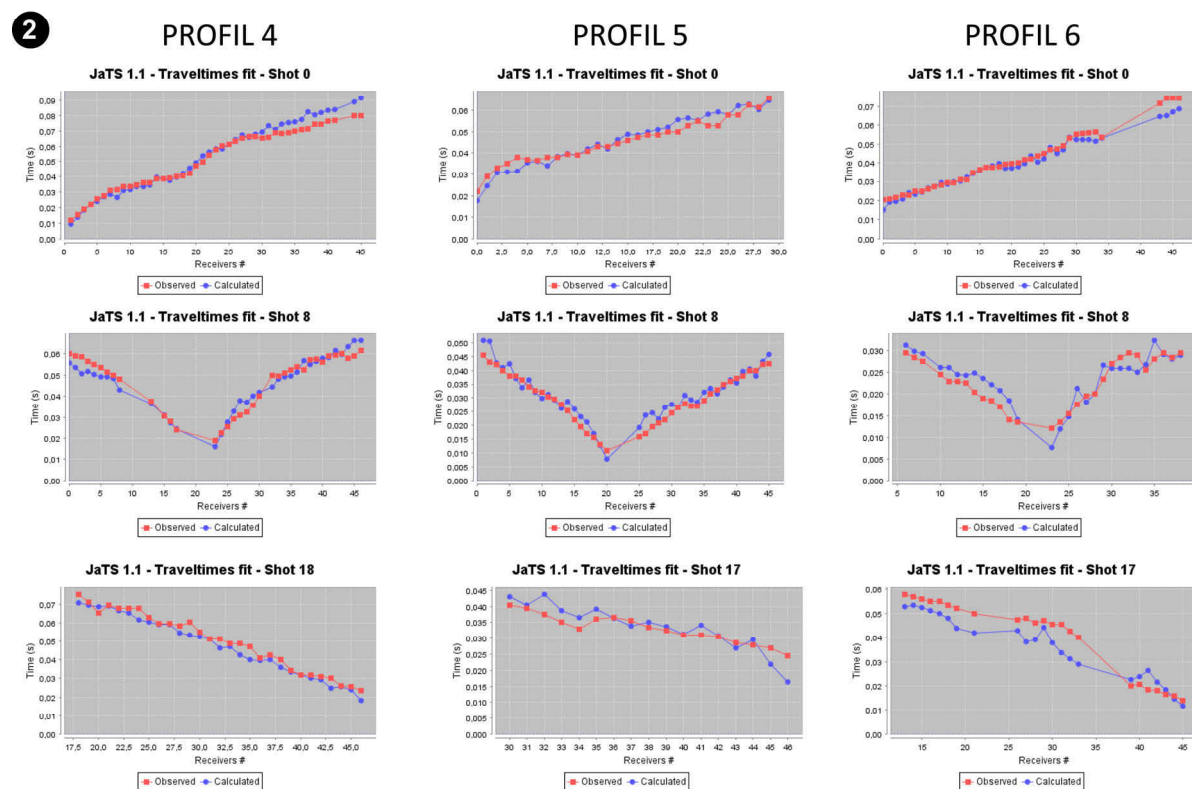
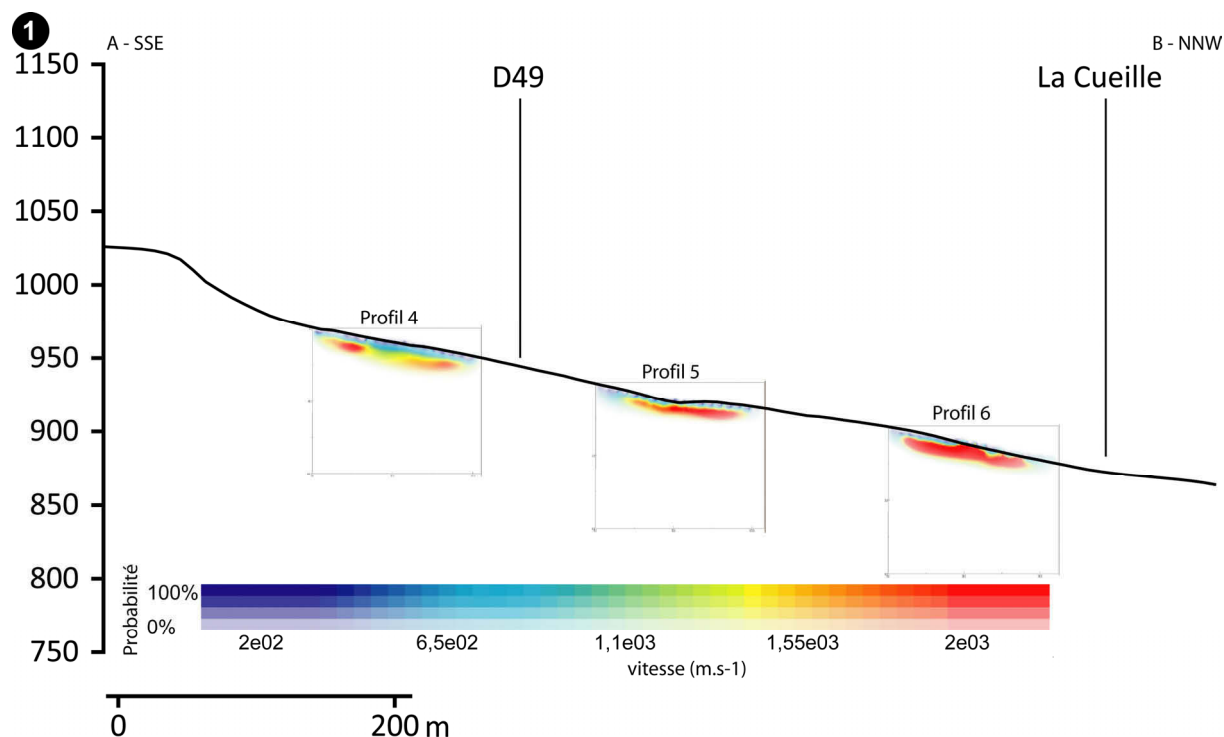


Figure A.3.1 – Profils tomographiques réalisés sur le glissement du Monastier. 1) profils sismiques replacés sur la coupe. 2) ajustements des temps de trajet. *In* Poiraud *et al.* (2008)

ANNEXE 4 – Synthèse et correspondances des formations sédimentaires du bassin du Puy

géodynamique	période	Formation		puy (1979)	cayres (1978)	ysingeaux (1998)	monastier	1/80000
		faciès interne	faciès externe					
soulèvement général	Plio-pléistocène			FLx- faciès très variables	Fv- nappes sableuses	m- sable argileux à lignite		p2b, p2a- mélange sablo-argileux ou nappes à galets avec banc de lignite
	Mio-piocène		sables à chailles		p- sables à fossiles jurassiques (le mont)			mp, m4- nappes alluviales avec chailles ou dépôts lacustres sablo-argileux
tectonique compartimentée		marnes de ronzon		gM- faciès latéral au centre du bassin des gS (terrasse) - 100m - alternance marnes gris-vert et bancs calcaires métriques - fraction argileuse illitique et montmorillonite - qqs éléments de quartz		gm- argile à divers faciès +/- sableuses	gm - argile blanchâtre à grisâtre à bancs calcaires décimétriques. Qqs éléments de quartz	
	Oligocène		sables de la laussonne - sables supérieurs	gS- stratigraphiquement au-dessus les illites, reposent sur le socle - sur les bordures du bassin - qqs nodules calcaires à dalles gréseuses, couleur verte ou bariolée vert-rouge délavée - argile à illite, kaolinite et montmorillonite prépondérante	eS- sables argileux verdâtres à concrétions calcaires - 100m en moyenne - considéré comme faciès latéral bordier de la série illitique, une partie de ces sables pourraient également correspondre au gS	g1- argile sableuse à sable argileux avec traces de pédogénèse (latérite, Fc), verdâtre à beige. Quelques faciès grésifiés et présence de nodules calcaires. Enrichissement en illite sur la base de la série. Cette série repose directement sur le socle, hormis sur Lantriac on l'on distingue le passage vertical vers les illites	g1 - argile sableuse à sable argileux avec traces de pédogénèse (latérite, Fc), verdâtre à beige. Quelques faciès grésifiés et présence de nodules calcaires. Enrichissement en illite sur la base de la série. Cette série repose directement sur le socle, hormis sur Lantriac on l'on distingue le passage vertical vers les illites	
subsidence	Éocène/oligocène	marne et gypse du mt anis		eM- marnes feuilletées avec intercalation de gypse, argile bleue, verte ou blanche (illite dominante) - considérée comme faciès supérieur de la série illitique		e7a- 50m, argile bariolée rouge/vert/bleutée, à nodules calcaires - argile à illite dominante et kaolinite - foraminifère (eaux saumâtres à influences marines type lagune) - sensible au ravinement	e7a - argile bariolée rougeâtre à bleutée avec nodules calcaires. Fraction argileuse essentiellement illitique	mII-III- argiles sableuses, marnes à gypses, 200m
	Éocène supérieur	argile à illite		eA, eAv- argile à concrétions calcaires, peu d'éléments détritiques, argile majoritairement illitique - calcaires en nodules, parfois en bancs décimétriques - sensible au ravinement - 150m au maximum. Le faciès eA est très sablo-argileux et bariolé, se rapprochant du faciès des sables inférieurs rouges ou des sables de la Laussonne	eA, eC - marne verte à concrétions calcaires qui peut se transformer en bancs localement - 50m au maximum. eA s'apparente au eA du Puy tandis que eC est nettement illitique	e7S- 10m, dépôts de base des argiles à illite - faciès sableux hétérométriques à argile rougeâtre, très variées (SA à AS), kaolinite et illite - remaniement d'altérites (sidérolithique) - grésification locale - solifluxion	e7s - sables grossiers anguleux à subanguleux, hétérométrique, mais avec une fraction de sables grossiers importante dans une matrice d'argile rougeâtre à bleutée. Située directement sur le socle, cette série ne couvre que de faibles surfaces et épaisseurs et peut être considérée comme une paléo-altérité du socle	
	Éocène moyen	grès de chaspinhac		eK- repose sur le socle, grès avec figures entrecroisées		e- grès blanc quartzitique-8m max		
		arkose de blavozy				e5- grès quartzo-feldspathique à strati entrecroisée reposant sur le socle- 70m au max		ei-grès feldspathique, 60m
		sables de noustoulet				e5S- sables grossiers et graviers, fluviatiles, 15m, figures entrecroisées - repose sur le socle		

Analyse granulométrique des sols

Protocole pour les échantillons argilo-limoneux

1)Prise d'essai : On ajoute **100ml d'eau déminéralisée** à une prise d'essai de **20 g de sol** dans un bécher de 600 ml. L'échantillon doit avoir été tamisé préalablement au tamis de 2 mm pour éviter le mauvais fonctionnement du granulomètre laser.

L'échantillon doit être bien représentatif donc bien homogénéisé.

On laisse reposer l'échantillon pendant toute la nuit.

2)Attaque à l'H₂O₂ (110 volumes) : but : se débarrasser de la **composante organique** des sols.

a) On ajoute dans le bécher 50 ml **D'H₂O₂ à 110 volumes à froid**. On agite et on laisse la réaction de dérouler pendant une demi-journée en surveillant la libération des mousses.

Cette étape n'est pas nécessaire s'il y a peu de matières organiques. On passe alors directement à l'étape b.

b) Ensuite, on chauffe la solution (plaque chauffante à 25%) en surveillant la libération de mousses, en rajoutant de l'eau déminéralisée sur les bords du bêcheur pour éviter de perdre une composante de l'échantillon. On évapore presque à sec.

On réalise l'étape b) encore 2 fois en rajoutant à chaque fois 50ml D'H₂O₂.

Cette opération est réalisée jusqu'à ce qu'il n'y est plus d'effervescence due à la matière organique(temps limite : 1 à 3 jours maxi).

3)Filtration de l'échantillon pour enlever l'H₂O₂ : (matériel nécessaire :entonnoir, filtre Whatman 1 ou 4 (le 4 doit être le plus efficace), bidon de récupération)

Rincer le filtre avec de l'eau déminéralisée à la pissette.

Récupérer le résidu sec. Le placer dans un bidon qui ferme.

4)Lavage au chlorure de potassium (KCl) à 7,45 g/l but : Défloculer les argiles

On ajoute à l'échantillon 200 ml de KCl.On ferme le bidon. Il est placé dans la mélangeuse automatique et on le laisse pendant une demi-journée (vitesse d'agitation : 9 tours/min).

5)Filtration de l'échantillon pour enlever le KCl : (matériel nécessaire :entonnoir, filtre Whatman 4, bidon de récupération)

Rincer le filtre avec de l'eau déminéralisée à la pissette.

Récupérer le résidu sec. Le placer dans un bidon qui ferme.

6)Lavage au métaphosphate de sodium (NaPO₃) à 100 g/l but : Défloculer les argiles

On ajoute à l'échantillon 50 ml de NaPO₃ à 100g/l .On ferme le bidon. Il est placé dans la mélangeuse automatique et on le laisse pendant 3H (vitesse d'agitation : 9 tours/min).

La procédure est terminée. On peut procéder à la granulométrie laser.

Contact ENITA : Mr COUGOUL, Mme ANDANSON

Notice technique sur le granulomètre Coulter LS230 – *Olivier Voldoire*

1) mise en place de l'appareil .

L'appareil doit être placé à un endroit assez ombragé.

C'est pourquoi le store doit être fermé lorsque l'on fait des mesures.

2) Mise en route du granulomètre

- Allumez l'appareil (interrupteur en façade)
- Ne pas oublier d'ouvrir l'eau de circulation. (Robinet près de l'évier à droite)
- Attendre 4 heures avant toute mesure fiable.
- Nettoyer de temps en temps les 4 lecteurs optiques du réservoir de l'appareil.

3) Préparation de l'échantillon

Éviter absolument les sables supérieurs à 2mm .

Pour cela, passer l'échantillon dans un tamis de 2 mm.

Dissoudre l'échantillon dans de l'eau de ville (200 ml) s'il s'agit de sables sans matière organique ni argile dans un bécher de 600 ml .

Sinon, on suit le **protocole pour les échantillons argilo-limoneux**.

On lance l'agitation magnétique pour homogénéiser la solution

- On coupe l'agitation magnétique juste avant la mesure, et on enlève l'aimant.
- On réalise le prélèvement suivant une procédure particulière de pipetage du fond vers la surface.
- Une autre méthode : On place l'échantillon dans une coupelle et on pipette du centre vers les bords.

4) Lancement du logiciel Coulter.

- Lancement du logiciel coulter(nom : coulter LS32)
- Cochez « connexion au banc optique » puis OK.
- L'appareil est connecté
- Le sous-menu module permet de piloter manuellement l'appareil.

5) Lancement d'une mesure

- Dans un premier temps, sélectionner le répertoire dans lequel vont être mis les données (menu **fichier**).
- Lancer la pompe du granulomètre (**Menu Module/ Pompe : marche**)
- Charger le fichier de préférences : (Menu **Préférences / fichiers de préférences /Charger les préférences /Fichier .prf**) (Ex : militza.prf)

Allez dans le menu **analyse, cycle d'analyse**.

On n'utilise jamais la répétition du cycle d'analyse.

Dans le cas où l'échantillon est argileux, on coche « **inclure les données du PIDS** » (méthode de mesure pour les très faibles diamètres de 0.04 μm à 2 μm).

Pour la première utilisation, on coche les informations suivantes (voir Fig.1) :

- Rinçage auto (nettoyage de l'appareil)
- Mesure de l'offset
- Alignement (alignement du laser)
- Mesure du blanc (Étalonnage de l'appareil)
- Mesure de l'obscurité (l'appareil mesure s'il y a suffisamment de particules pour l'analyse)

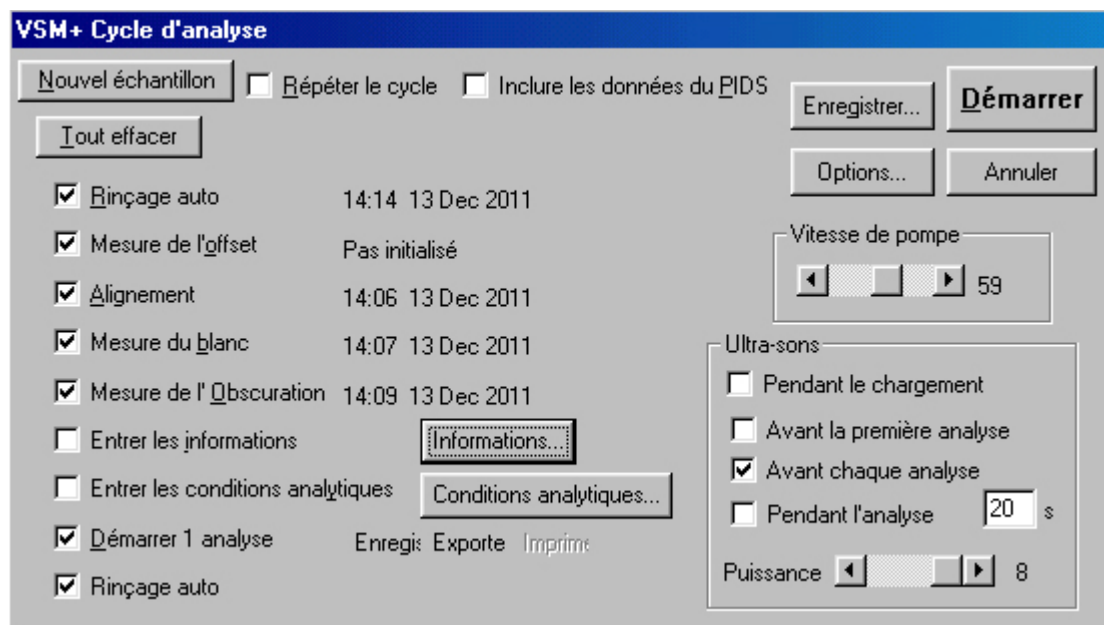


Fig. n°1 : Cycle d'analyse pour la première analyse.

On ne coche pas «**Entrer les Informations** », mais on renseigne au minimum le champ **nom de sauvegarde**, qui donne le nom du fichier de granulométrie, en cliquant sur l'onglet **Informations**.

nom de sauvegarde : ex MFAa

référence échantillon : ex a

opérateur ex :OV

On ne coche pas «**Entrer les conditions analytiques** », mais on renseigne les champs comme indiqués ci-dessous en cliquant sur l'onglet **Conditions analytiques**.

Pour une mesure classique, on l'on ne veut pas une mesure précise des argiles (< 2µm), on a :

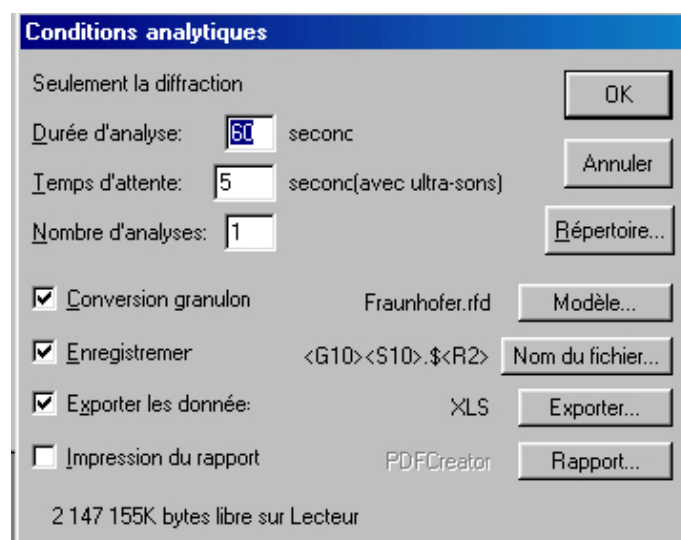


Fig n°2 : Réglages des conditions analytiques du granulomètre pour une mesure classique

Le modèle de conversion est **le modèle de Fraunhofer**.

Pour une mesure ou l'on désire mesurer précisément la teneur en argiles, on a :

Un temps de mesure de 90s, nécessité par l'utilisation du détecteur PIDS (voir fig n°3).

Fig. n°3 : Réglages des conditions analytiques du granulomètre pour la mesure des argiles

Le modèle de conversion est toujours **le modèle de Fraunhofer**.

Il ne faut pas oublier dans l'onglet **Modèle**, de cocher « **Inclure les données du PIDS** » (Fig n°4).

Fig. n°4 : réglage particulier pour le PIDS

- Ne pas oublier de cocher « démarrer une analyse » (voir fig.n°1).
- Ne pas oublier la vitesse de pompe et les ultrasons.

Vitesse de pompe : 89 (sables)

60 (argiles)

Ultrasons : avant chaque analyse 20 s

Au moment du chargement de l'échantillon, on a l'affichage suivant (fig.n°5) :

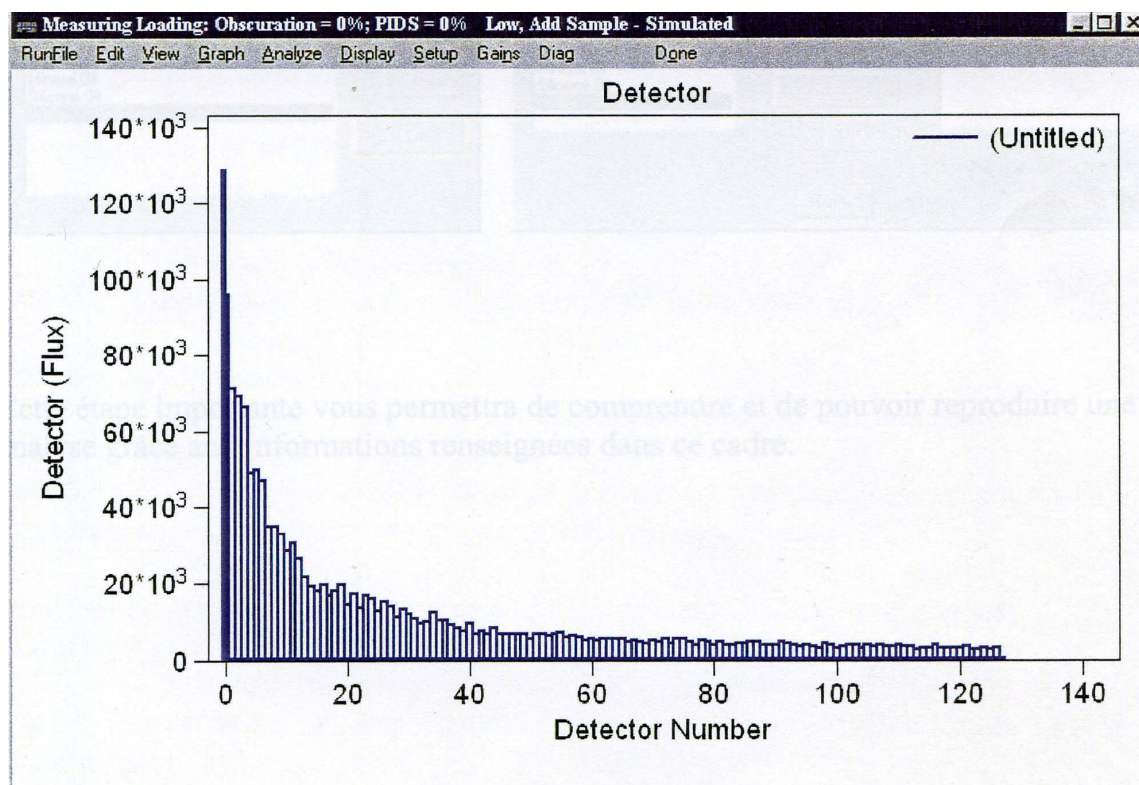


Fig n°5 : Affichage précédent le chargement de l'échantillon

L'indication « obscuration », ne dépend que de la partie diffraction laser.

Elle doit être comprise entre 8 et 12 %. Des valeurs jusqu'à 14 % sont acceptables pour éviter des ségrégations au niveau des échantillons.

Si cette valeur est supérieure à 2% avant le chargement de l'échantillon, on arrête l'analyse et on relance une mesure.

Si on utilise le PIDS, (mesure des argiles), l'indication PIDS apparaît. Elle ne dépend que de la partie diffusion laser.

Elle doit être comprise entre 45 et 55 %. Des valeurs allant jusqu'à 65% peuvent être acceptées pour éviter des ségrégations au niveau des échantillons.

Si cette valeur est supérieure à 3% avant le chargement de l'échantillon, on arrête l'analyse et on relance une mesure.

De même, **on ne commence pas une mesure si le « blanc »** (mesure de la diffraction sans échantillon dans la chambre de mesure) n'est pas conforme.

Au moment de cette mesure, la valeur du flux sur le canal du mode doit être inférieure à $1500 \cdot 10^3$. Sur la figure n°6, le blanc est non conforme. Dans ce cas, on relance une mesure.

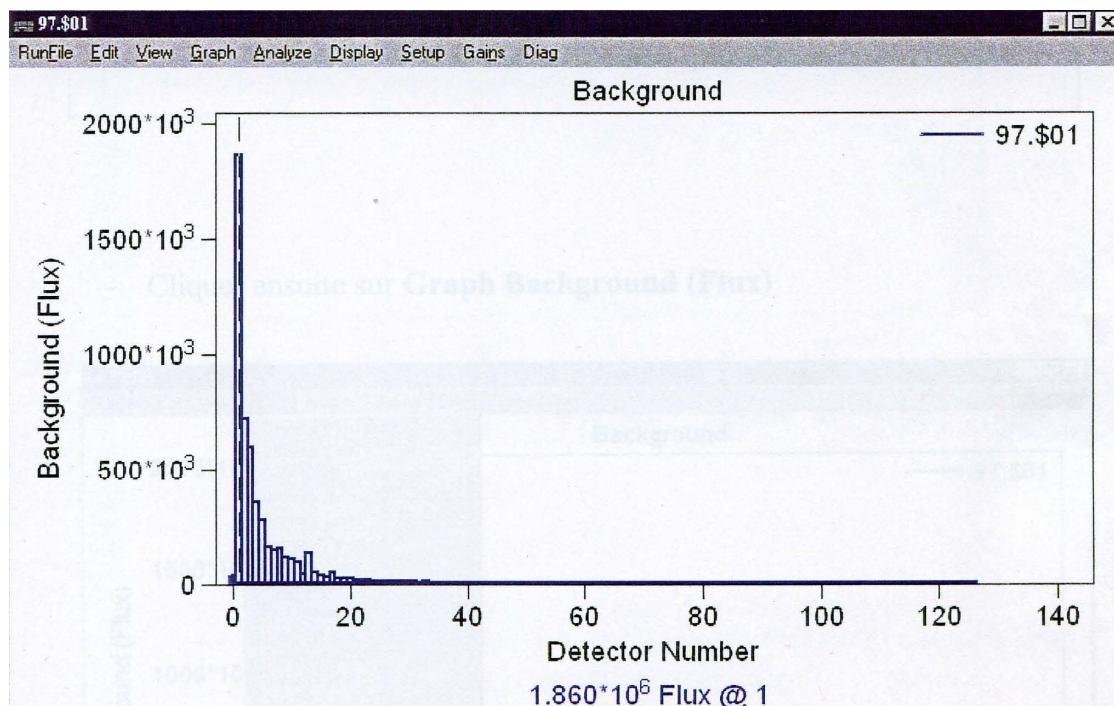


Fig. n°6 : Mesure du blanc.

Pour les utilisations suivantes, le logiciel du granulomètre demande lorsqu'il a besoin de réaliser à nouveau un réglage (par exemple pour la mesure de l'offset et l'alignement).

Les paramètres minimums à renseigner sont les suivants (voir fig. n°7) :

- Rinçage auto (nettoyage de l'appareil)
- Mesure du blanc
- Mesure de l'obscurité (l'appareil mesure s'il y a suffisamment de particules pour l'analyse)
- Entrez le nom de l'échantillon en cliquant sur **Informations**.
- Démarrer une analyse.
- Rinçage auto

The figure shows the 'VSM+ Cycle d'analyse' dialog box. It contains several checkboxes for analysis parameters, buttons for 'Enregistrer...', 'Démarrer', 'Options...', and 'Annuler', and a section for 'Ultra-sons' with checkboxes and a 'Puissance' slider.

Paramètre	État	Date/Heure
<input checked="" type="checkbox"/> Rinçage auto	14:14	13 Dec 2011
<input type="checkbox"/> Mesure de l'offset	Pas initialisé	
<input type="checkbox"/> Alignement	14:06	13 Dec 2011
<input checked="" type="checkbox"/> Mesure du blanc	14:07	13 Dec 2011
<input checked="" type="checkbox"/> Mesure de l'obscurité	14:09	13 Dec 2011
<input type="checkbox"/> Entrer les informations	Informations...	
<input type="checkbox"/> Entrer les conditions analytiques	Conditions analytiques...	
<input checked="" type="checkbox"/> Démarrer 1 analyse	Enregis: Exporte Imprime	
<input checked="" type="checkbox"/> Rinçage auto		

Buttons: Enregistrer..., Démarrer, Options..., Annuler

Vitesse de pompe: 59

Ultra-sons:

- ☐ Pendant le chargement
- ☐ Avant la première analyse
- ☒ Avant chaque analyse
- ☐ Pendant l'analyse

Puissance: 8

Fig. n°7 : Réglages minimums pour une analyse granulométrique

6) Créer le rapport d'analyse

Si l'on veut créer un rapport d'analyse grâce au logiciel Coulter, il faut définir un **fichier de préférence (*.prf) (voir paragraphe 5)**.

Soit on choisit un fichier existant, soit il faut le définir en utilisant la procédure ci-dessous :

Pour cela, il faut aller dans le menu **préférences** et renseigner les différentes rubriques :

- **Rapports** : sortir les informations souhaitées
- **Courbe de tailles** : permet de sélectionner les types de courbes qui seront dans le rapport (ex : cumulé négatif, différentiel.....)
- **Listing des tailles** (permet de lister la taille des particules : jusqu'à 7 maximum)
- **Statistique des tailles** (permet de choisir des données statistiques : moyenne, médiane) et le classement dans 5 catégories de taille.
- **Interpolation de taille** : permet de choisir si on accepte les passants ou les refus
- **Tamis** : important, permet de choisir les classes de particules
- **Carte de contrôle** : permet le suivi d'une valeur
- **Intensité** : permet le suivi des variables physiques de l'appareil.

Les autres rubriques permettent la mise en forme du rapport.

Celles qui sont importantes sont les suivantes :

- Exporter les données : permet d'exporter les données sous la forme d'un fichier excel.
- Options graphiques : permet de choisir les couleurs des courbes.
- Mise en page : permet la mise en page du rapport (intitulé, insertion de logos)

Ce rapport peut être transformé en PDF en utilisant le **logiciel PdfCreator**. (Choisir imprimer le rapport et pour le nom de l'imprimante choisir Pdfcreator).

L'export Excell permet d'exploiter les données brutes.

Le logiciel Gradistat permet d'exploiter ces données pour calculer des paramètres statistiques en utilisant les données différentielles.

ANNEXE 6 – Essais de cisaillement rectiligne avec les boîtes de Casagrande

Les essais ont consisté en 3 phases :

- une phase de consolidation à différents niveaux de contrainte,
- une phase de cisaillement,
- une phase de détermination du c' et du ϕ' .

A.6.1. La consolidation - résultats

Les graphiques suivants présentent les courbes de déformation (mm en ordonnées) en fonction du temps (\sqrt{t} en min) à différents niveaux de contraintes normales (fig.A.6.1). Ces essais sont en condition drainée et réalisés avec des œdomètres.

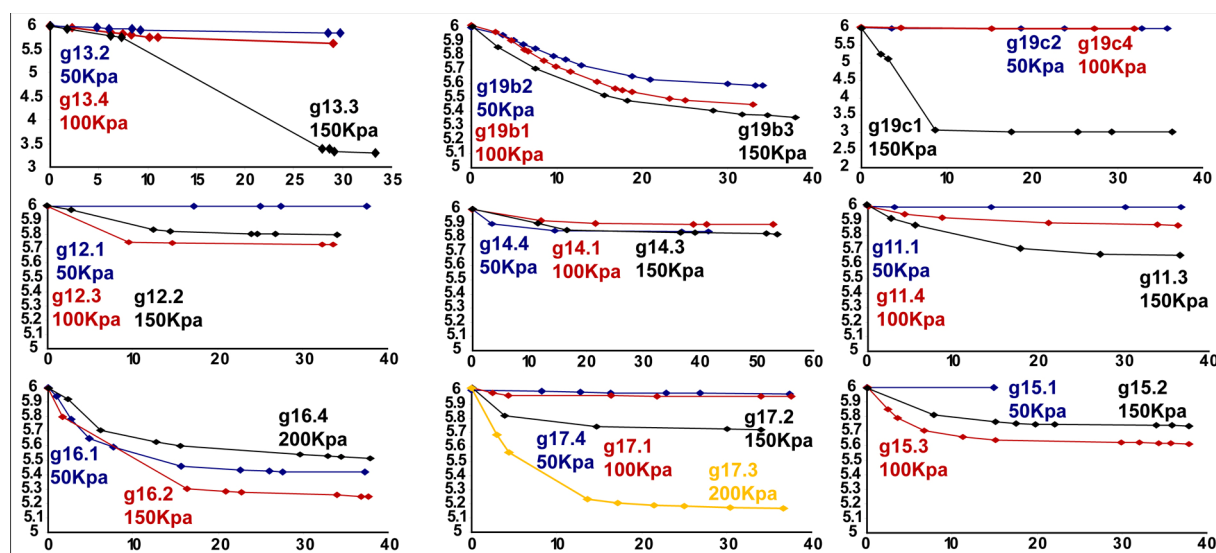
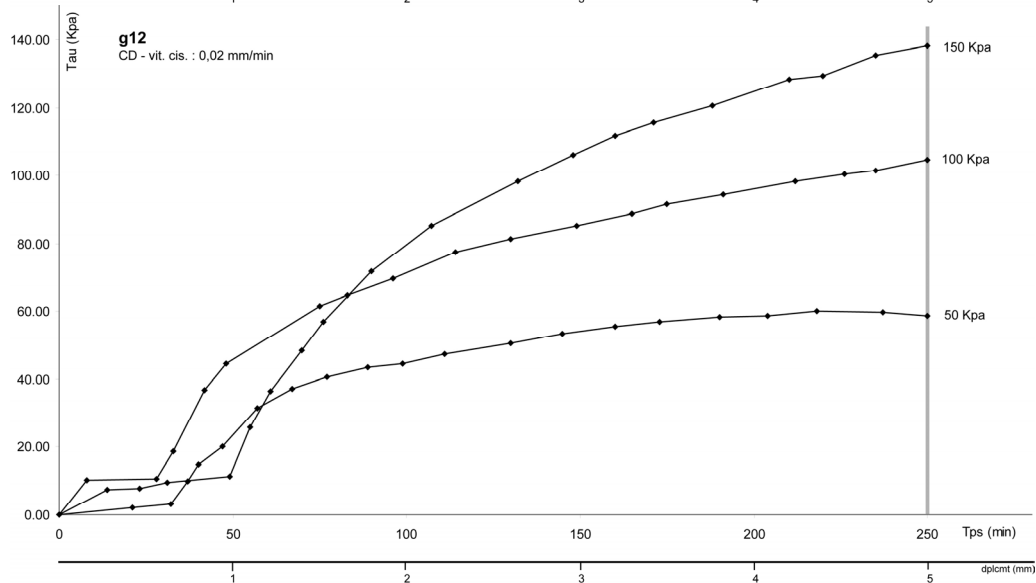
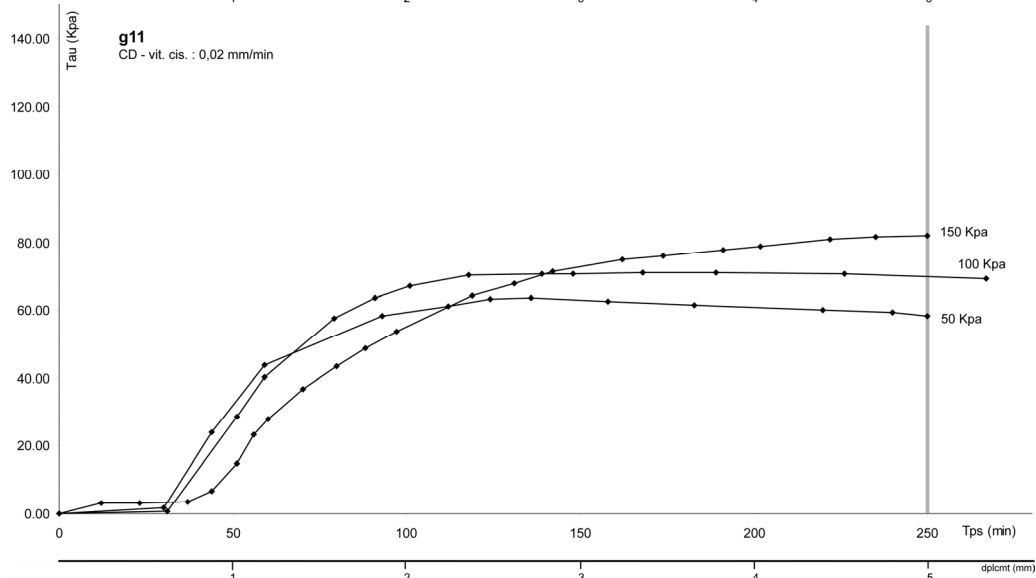
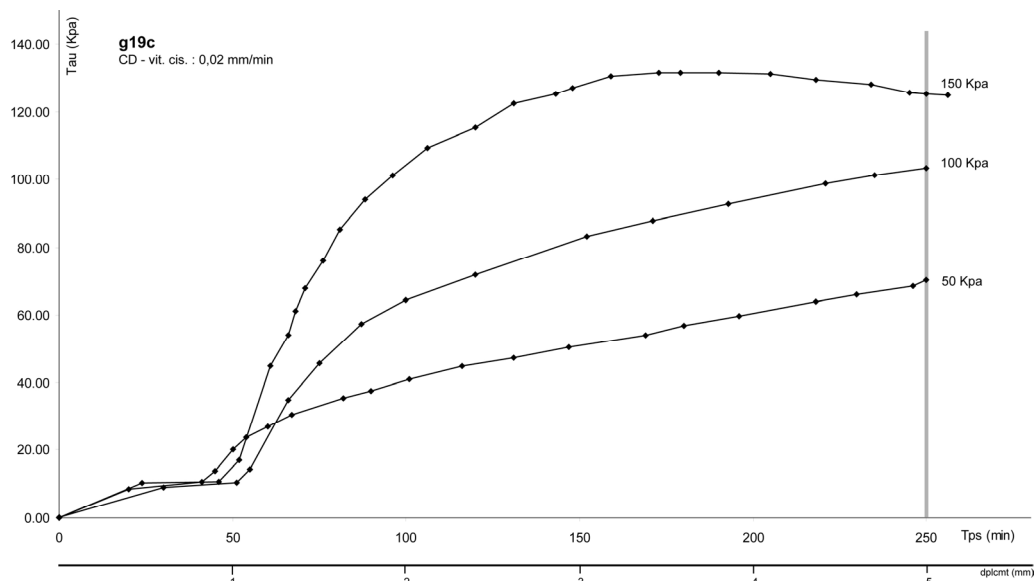
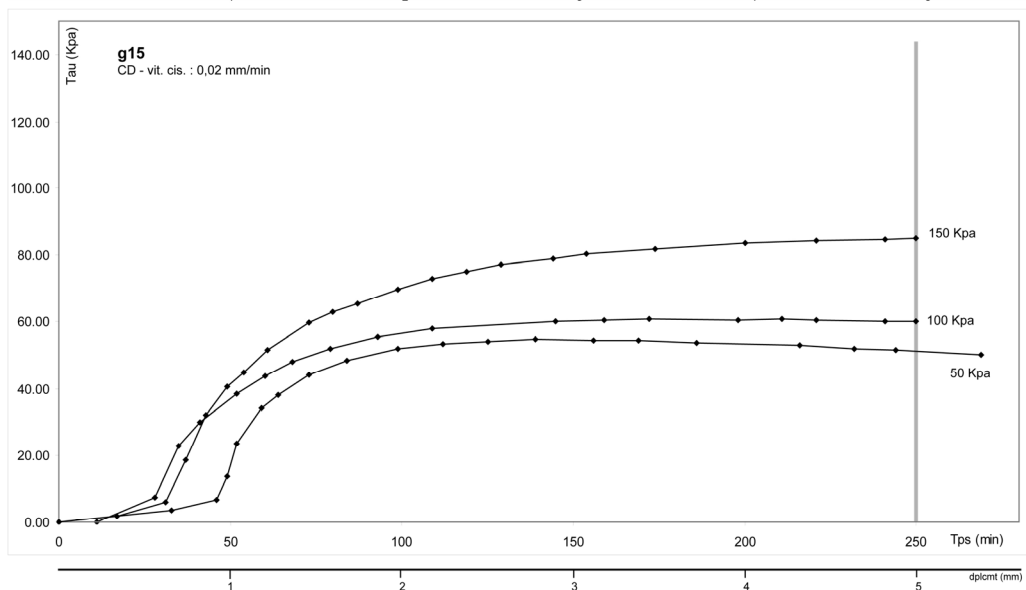
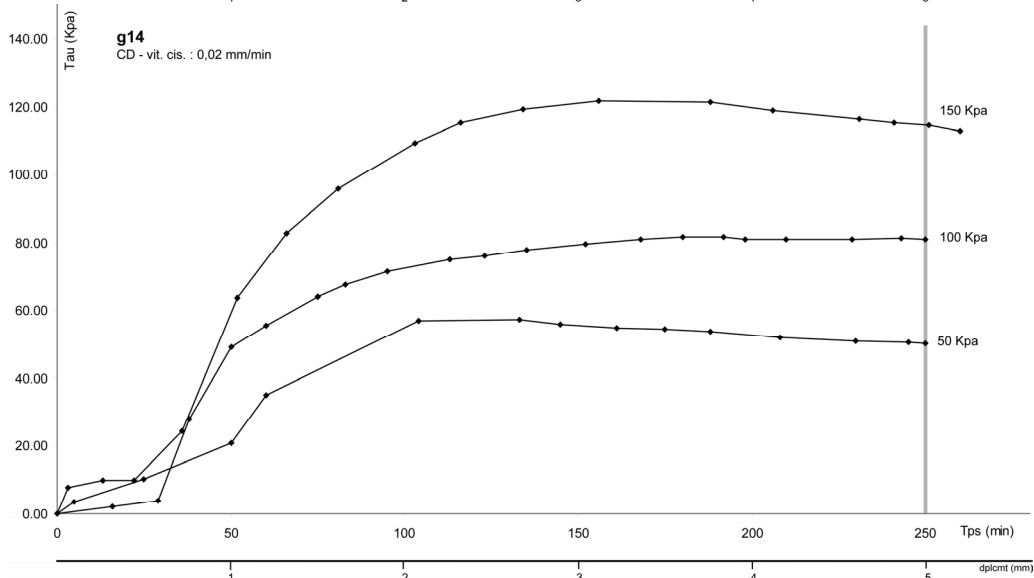
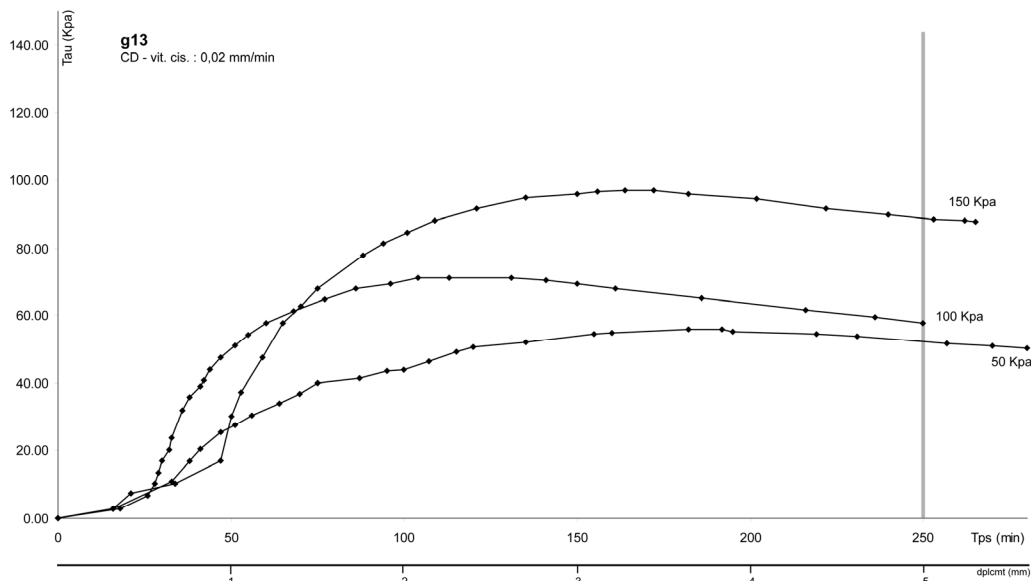


Figure A.6.1. – Courbes de consolidations des échantillons

A.6.2. Le cisaillement rectiligne – résultats

Le cisaillement rectiligne s'est fait sur une machine de cisaillement de type SATTEC, 1965 à 2 vitesses (lente = 0.02mm/min et rapide = 1.2mm/min) et avec un anneau de 2.5kN. Les boîtes de casagrande utilisée pour la manipulation font 60mm de diamètre. Les résultats présentent la contrainte tangentielle en fonction du temps à différents niveaux de contraintes normales (fig.A.6.3).





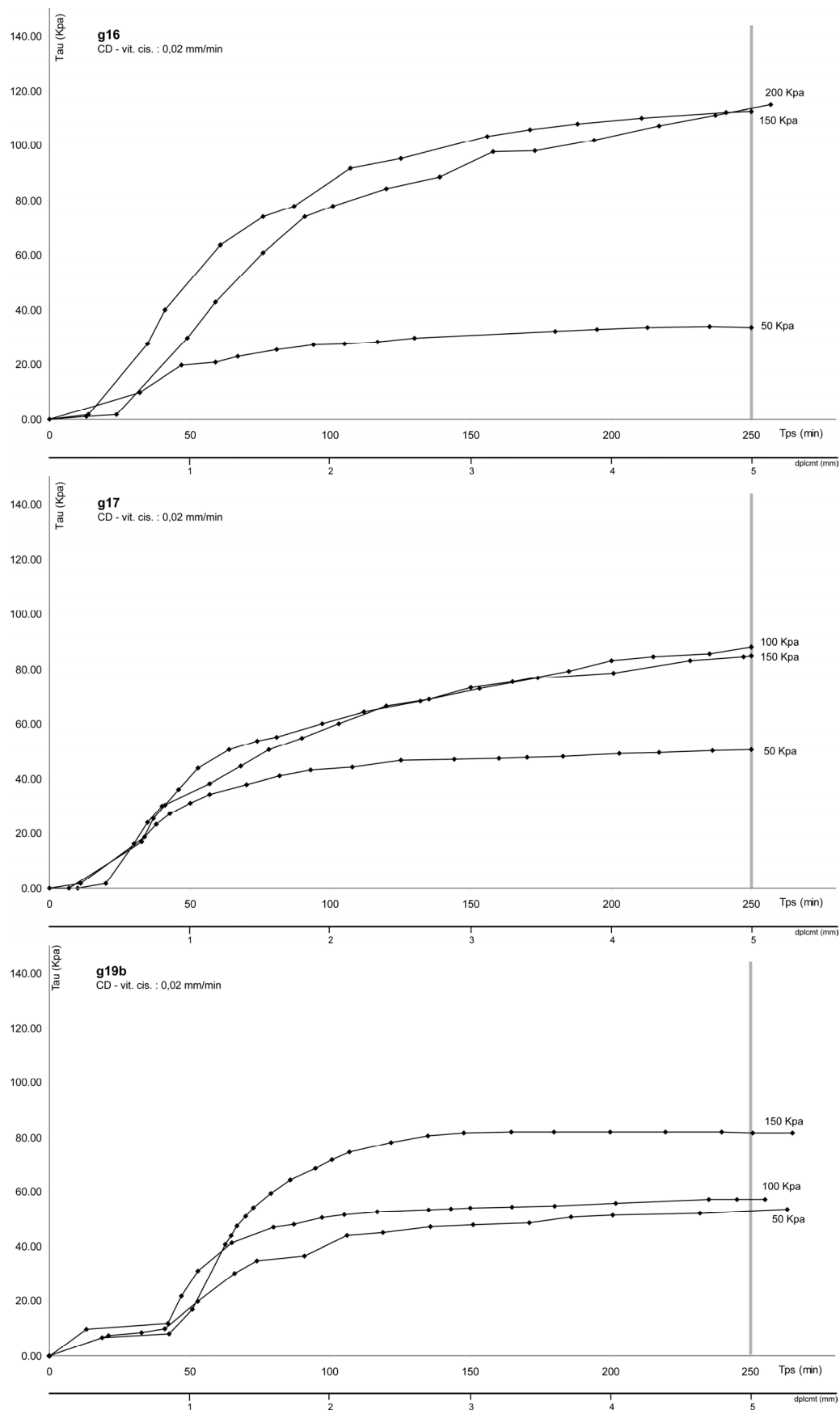


Figure A.6.2 – Courbes de contraintes tangentielles en fonction du temps à différents niveaux de contrainte normale

A.6.3. Détermination des valeurs de c' et φ'

La détermination des valeurs de cohésion et d'angle de frottement interne effectifs s'effectue par report de la valeur de contrainte tangentielle (τ) obtenue à 250min en fonction de la valeur de contrainte normale (σ_N). La droite de régression obtenue permet de déduire la cohésion (ordonnée à l'origine) et l'angle de frottement interne (arc tangente du coefficient directeur de la droite) (fig.A.6.3).

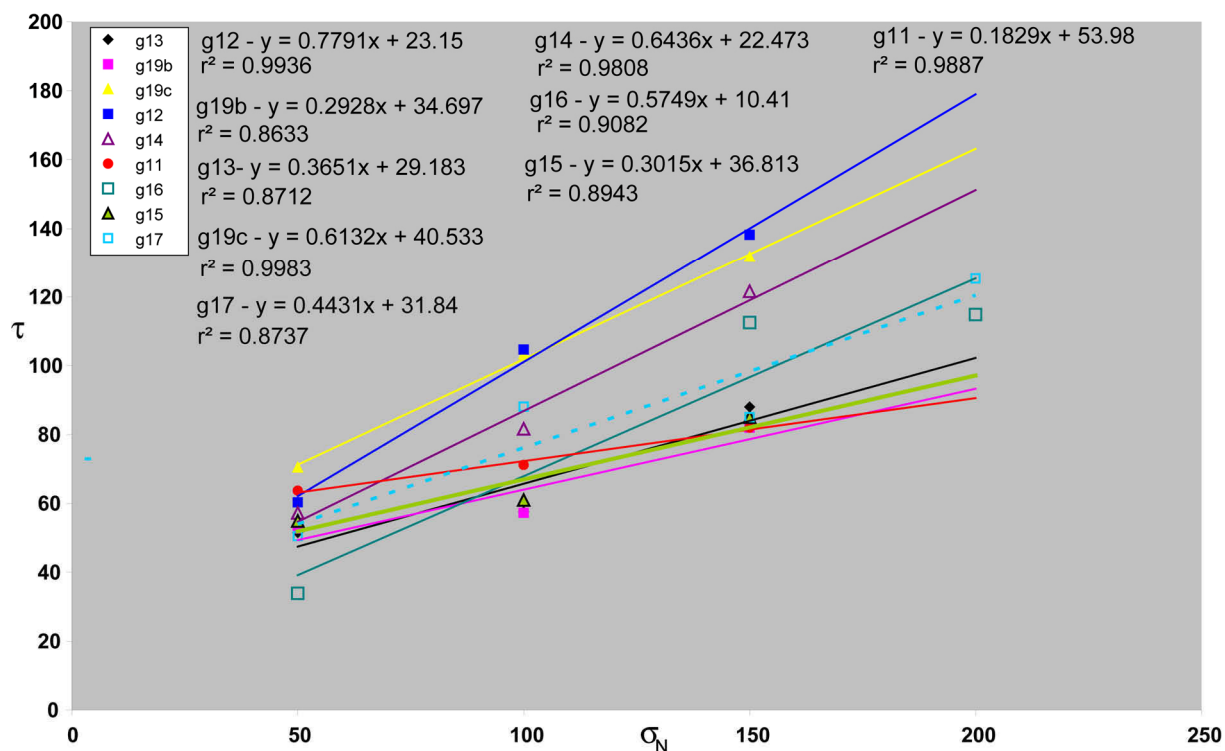


Figure A.6.3. – Relation σ_N/τ des échantillons mesurés et droites de régression correspondantes

ANNEXE 7 – Diffractométrie des argiles – Pr. Henri BUSCAIL

Le Puy en Velay, le 23 janvier 2011.

Professeur Henri BUSCAIL
Directeur du LVEEM EA 3864
8 rue J.B. Fabre, B.P. 219
43006 LE-PUY-EN-VELAY Cedex

RAPPORT 2011.012

tel : 04 71 09 90 71
fax : 04 71 09 90 49
e-mail : buscail@iut.u-clermont1.fr
site web : <http://lveem.u-clermont1.fr>

Alexandre POIRAUD

GEOLAB, UMR-CNRS 6042
4, rue Ledru
63057 Clermont-Ferrand cedex
04.73.34.68.23 apoiraud@yahoo.fr

Objet des analyses : Compositions minéralogiques par diffraction de rayons X des échantillons repérés ci-après.

Référence des échantillons :

Référence client	Référence LVEEM
G16 Terrasse en place	BUSCAIL 426
G196 Cros de Brive Remanié	BUSCAIL 427
G19c Cros de Brive en place	BUSCAIL 428
G11 Terrasse Remaniée	BUSCAIL 430
M6 750 / 800 Montchamp	BUSCAIL 431
M6 500 / 570 Montchamp	BUSCAIL 432
M6 720 / 750 Montchamp	BUSCAIL 433

Date de réception des échantillons : 7 janvier 2011

Nombre d'échantillons : 7

Analyses DRX : 7-10 janvier 2011

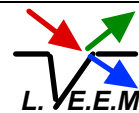
Analyses Quantitatives (VISUAL CRYSTAL) du 11-13 janvier 2011

Conditions d'analyse.

Les diffractogrammes sont établis avec un pas de 0.02° 2θ et un temps de comptage de 6s par pas. Les compositions minéralogiques sont bouclées à 100%. La quantification est réalisée en utilisant les facteurs d'intensité RIR (Reference Intensity Ratio) fournis par le fichier ICDD. Les compositions chimiques élémentaires ne sont pas connues à la date de l'analyse minéralogique quantitative.

Pour la reconstruction d'un diffractogramme, l'indexation de chaque pic est réalisée au moyen d'une ou plusieurs couleurs selon que le pic est expliqué par une ou plusieurs des phases identifiées ; comme indiqué sous le diffractogramme, chaque couleur correspond à une phase et l'aire du pic colorié dans une couleur est proportionnelle à la contribution de la phase correspondante.

Vous trouverez, ci-dessous, une fiche d'analyse par échantillon.



I – G16 Terrasse en place

La figure 1 présente le diffractogramme reconstruit de l'échantillon G16 Terrasse en place.

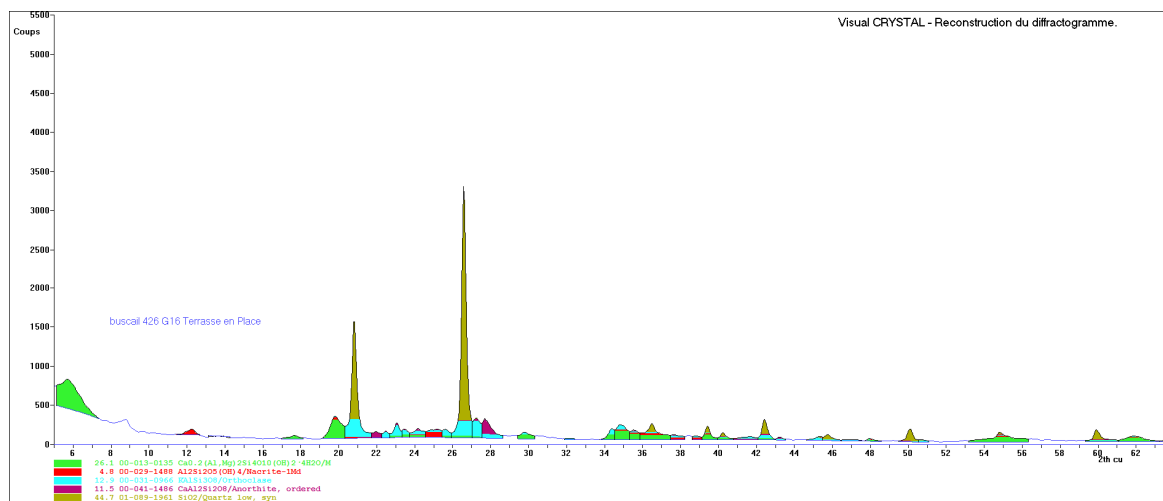


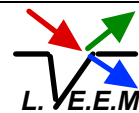
Figure 1 : Diffractogramme reconstruit à partir de l'analyse DRX de l'échantillon G16 Terrasse en place.

Composition minéralogique

L'analyse de ce diffractogramme a permis d'identifier et de quantifier les phases minéralogiques reprises au tableau 1 où les phases issues de l'argile sont repérées en rouge. Cette roche est riche en montmorillonite et en silice. On note aussi la présence de feldspaths.

buscail 426 g16 terrasse en place			
Phase minéralogique	N° Réf.	RIR	% masse
$\text{Ca}_{0.2}(\text{Al},\text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ /Montmorillonite-15A	00-013-0135	1	26.07
$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ /Nacrite-1Md (Kaolinite)	00-029-1488	1.15	4.85
KAlSi_3O_8 /Orthoclase	00-031-0966	0.75	12.93
$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ /Anorthite, ordered	00-041-1486	0.41	11.47
SiO_2 /Quartz low, syn	01-089-1961	3.3	44.68

Tableau 1 : Composition minéralogique de l'échantillon G16 Terrasse en place.



II – G196 Cros de Brive remanié

La figure 2 présente le diffractogramme reconstruit de l'échantillon G196 Cros Brive Remanié.

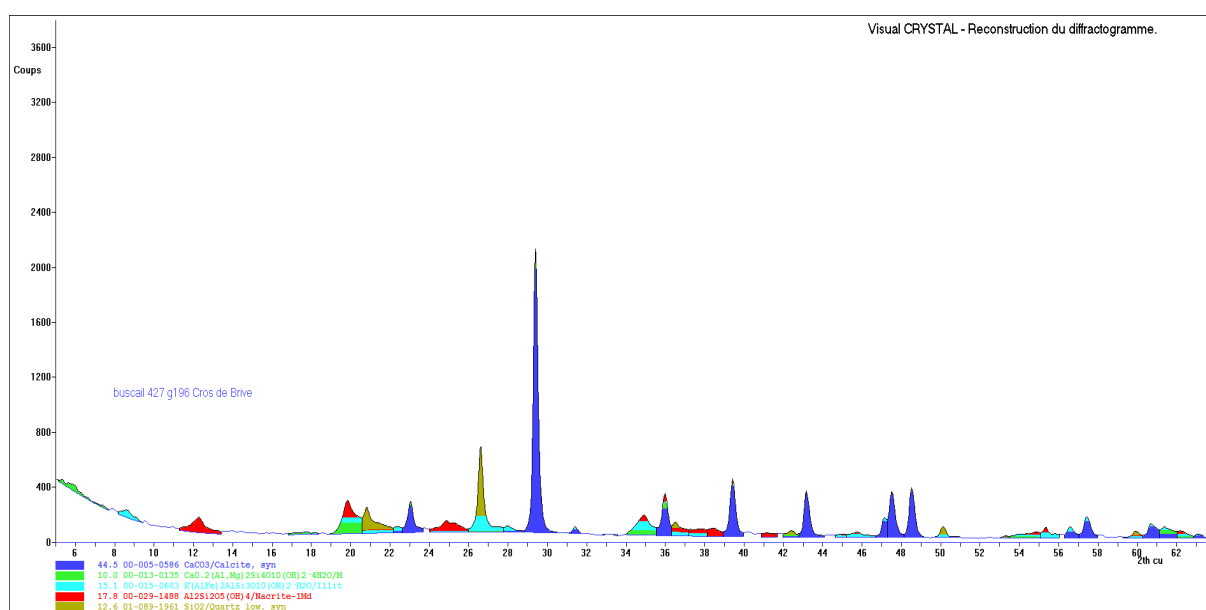


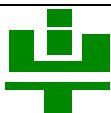
Figure 2 : Diffractogramme reconstruit à partir de l'analyse DRX de l'échantillon G196 Cros Brive Remanié.

Composition minéralogique

L'analyse de ce diffractogramme a permis d'identifier et de quantifier les phases minéralogiques reprises au tableau 2 où les phases argileuses issues de la roche sont en rouge. La roche est riche en calcite et en argiles (Illite, Montmorillonite et Kaolinite).

buscail 427 g196 Cros de Brive remanié			
Phase minéralogique	N° Réf.	RIR	% masse
CaCO ₃ /Calcite, syn	00-005-0586	3.2	44.49
Ca _{0.2} (Al,Mg) ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ·4H ₂ O/Montmorillonite-15A	00-013-0135	1	10.03
K(AlFe) ₂ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂ ·H ₂ O/Illite	00-015-0603	0.5	15.08
Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ /Nacrite-1Md (Kaolinite)	00-029-1488	1.15	17.84
SiO ₂ /Quartz low, syn	01-089-1961	3.3	12.57

Tableau 2 : Composition minéralogique de l'échantillon G196 Cros Brive Remanié.



III – G19c Cros de Brive en place

La figure 3 présente le diffractogramme reconstruit de l'échantillon G19c Cros de Brive en place.

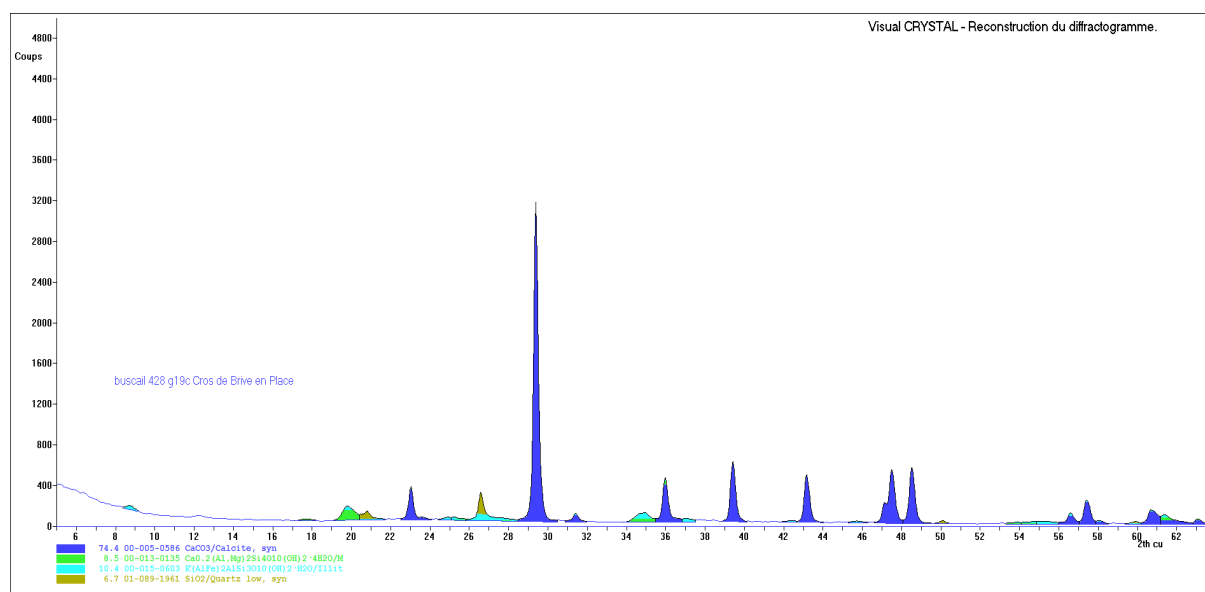


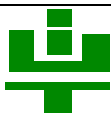
Figure 3 : Diffractogramme reconstruit à partir de l'analyse DRX de l'échantillon G19c Cros de Brive en place.

Composition minéralogique

L'analyse de ce diffractogramme a permis d'identifier et de quantifier les phases minéralogiques reprises au tableau 3 où les phases argileuses sont indiquées en rouge. La roche est très riche en calcite.

buscail 428 g19c Cros de Brive en place			
Phase minéralogique	N° Réf.	RIR	% masse
CaCO ₃ /Calcite, syn	00-005-0586	3.2	74.36
Ca _{0.2} (Al,Mg) ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ·4H ₂ O/Montmorillonite-15A	00-013-0135	1	8.54
K(AlFe) ₂ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂ ·H ₂ O/Illite	00-015-0603	0.5	10.41
SiO ₂ /Quartz low, syn	01-089-1961	3.3	6.69

Tableau 3 : Composition minéralogique de G19c l'échantillon Cros de Brive en place.



IV- G11 Terrasse Remaniée

La figure 4 présente le diffractogramme reconstruit de l'échantillon G11 Terrasse Remaniée.

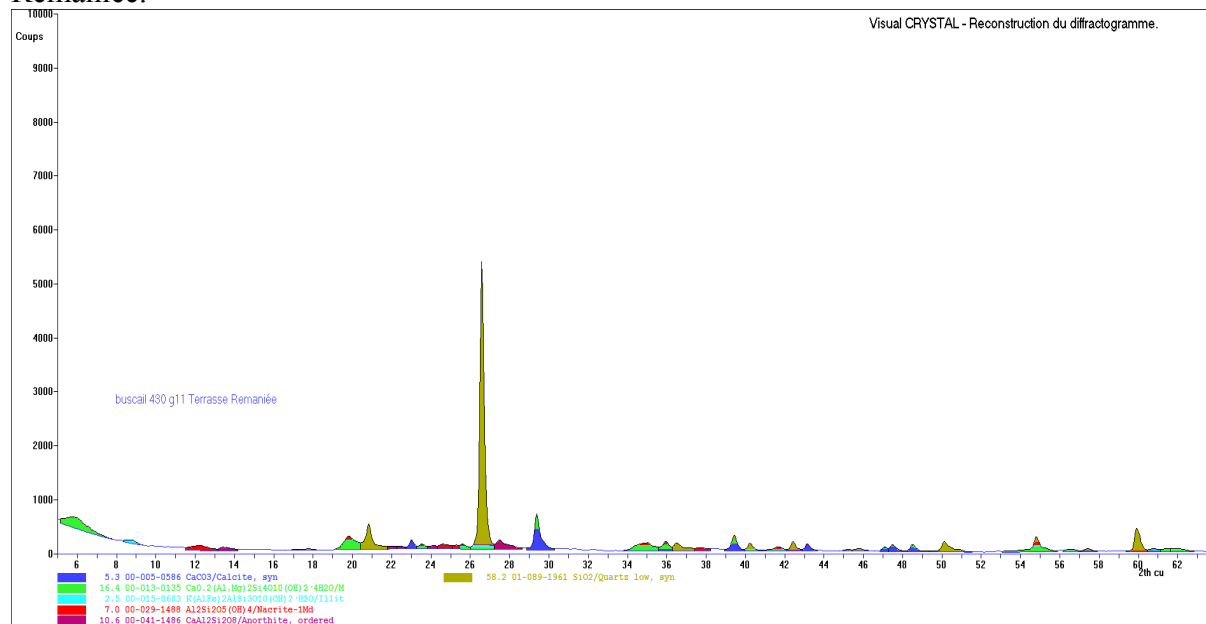


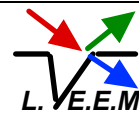
Figure 4 : Diffractogramme reconstruit à partir de l'analyse DRX de l'échantillon G11 Terrasse Remaniée.

Composition minéralogique

L'analyse de ce diffractogramme a permis d'identifier et de quantifier les phases minéralogiques reprises au tableau 4 où les phases issues de l'argile sont repérées en rouge. La roche est riche en quartz.

buscail 430 G11 terrasse remaniée			
Phase minéralogique	N° Réf.	RIR	% masse
CaCO ₃ /Calcite, syn	00-005-0586	3.2	5.3
Ca _{0.2} (Al,Mg) ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ·4H ₂ O/Montmorillonite-15A	00-013-0135	1	16.44
K(AlFe) ₂ AlSi ₃ O ₁₀ (OH) ₂ ·H ₂ O/Illite	00-015-0603	0.5	2.51
Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ /Nacrite-1Md (Kaolinite)	00-029-1488	1.15	7
CaAl ₂ Si ₂ O ₈ /Anorthite, ordered	00-041-1486	0.41	10.59
SiO ₂ /Quartz low, syn	01-089-1961	3.3	58.17

Tableau 4 : Composition minéralogique de l'échantillon G11 Terrasse Remaniée.



V– M6 750/800 Montchamp

La figure 5 présente le diffractogramme reconstruit de l'échantillon M6 750/800 Montchamp

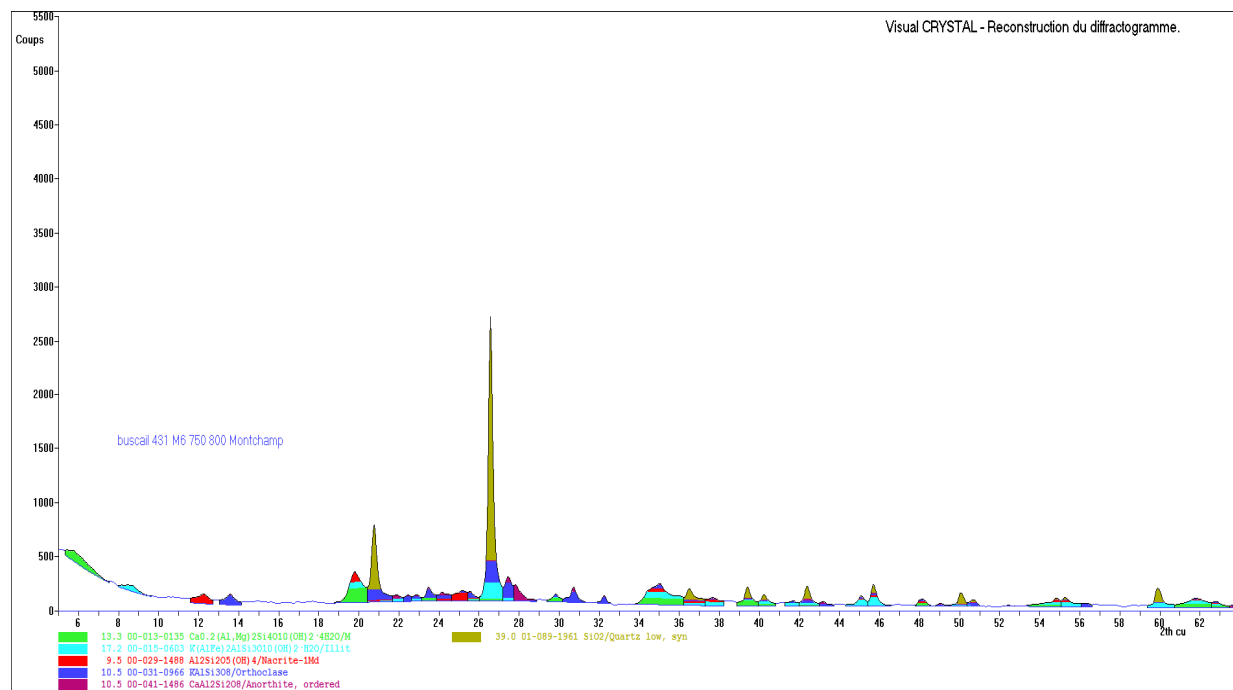


Figure 5 : Diffractogramme reconstruit à partir de l'analyse DRX de l'échantillon M6 750/800 Montchamp.

Composition minéralogique

L'analyse de ce diffractogramme a permis d'identifier et de quantifier les phases minéralogiques reprises au tableau 5. Les phases issues de l'argile sont notées en rouge. Cette roche est très riche en quartz.

buscaill 431 M6 750 / 800 montchamp			
Phase minéralogique	N° Réf.	RIR	% masse
$\text{Ca}_{0.2}(\text{Al},\text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ /Montmorillonite-15A	00-013-0135	1	13.33
$\text{K}(\text{AlFe})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ /Illite	00-015-0603	0.5	17.19
$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ /Nacrite-1Md (Kaolinite)	00-029-1488	1.15	9.48
KAlSi_3O_8 /Orthoclase	00-031-0966	0.75	10.46
$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ /Anorthite, ordered	00-041-1486	0.41	10.54
SiO_2 /Quartz low, syn	01-089-1961	3.3	39

Tableau 5 : Composition minéralogique de l'échantillon M6 750/800 Montchamp.



VI- M6 500 / 570 Montchamp

La figure 6 présente le diffractogramme reconstruit de l'échantillon M6 500 / 570 Montchamp.

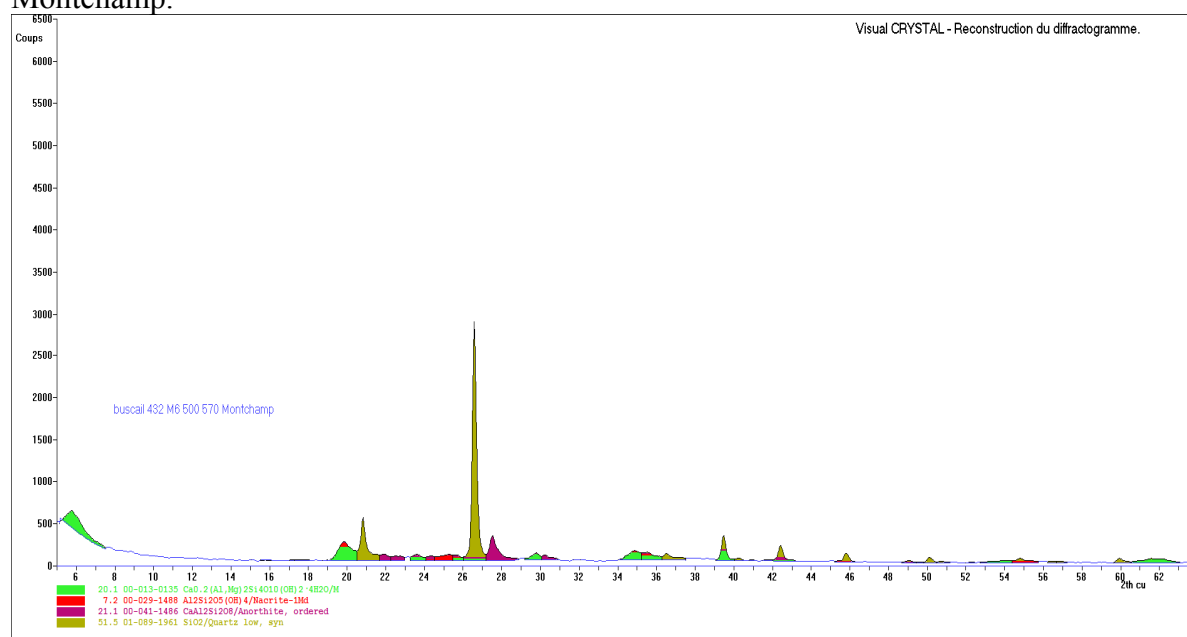


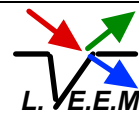
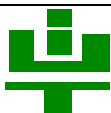
Figure 6 : Diffractogramme reconstruit à partir de l'analyse DRX de l'échantillon M6 500 / 570 Montchamp.

Composition minéralogique

L'analyse de ce diffractogramme a permis d'identifier et de quantifier les phases minéralogiques reprises au tableau 6 où les phases argileuses sont présentées en rouge. La roche est riche en quartz, montmorillonite. Elle contient aussi une grande proportion de feldspaths.

buscail 432 M6 500 / 570 montchamp			
Phase minéralogique	N° Réf.	RIR	% masse
$\text{Ca}_{0.2}(\text{Al},\text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}/\text{Montmorillonite-15A}$	00-013-0135	1	20.15
$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4/\text{Nacrite-1Md}$ (Kaolinite)	00-029-1488	1.15	7.19
$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8/\text{Anorthite, ordered}$	00-041-1486	0.41	21.12
$\text{SiO}_2/\text{Quartz low, syn}$	01-089-1961	3.3	51.54

Tableau 6 : Composition minéralogique de l'échantillon M6 500 / 570 Montchamp.



VII-M6 720 / 750 Montchamp

La figure 7 présente le diffractogramme reconstruit de l'échantillon M6 720 / 750 Montchamp.

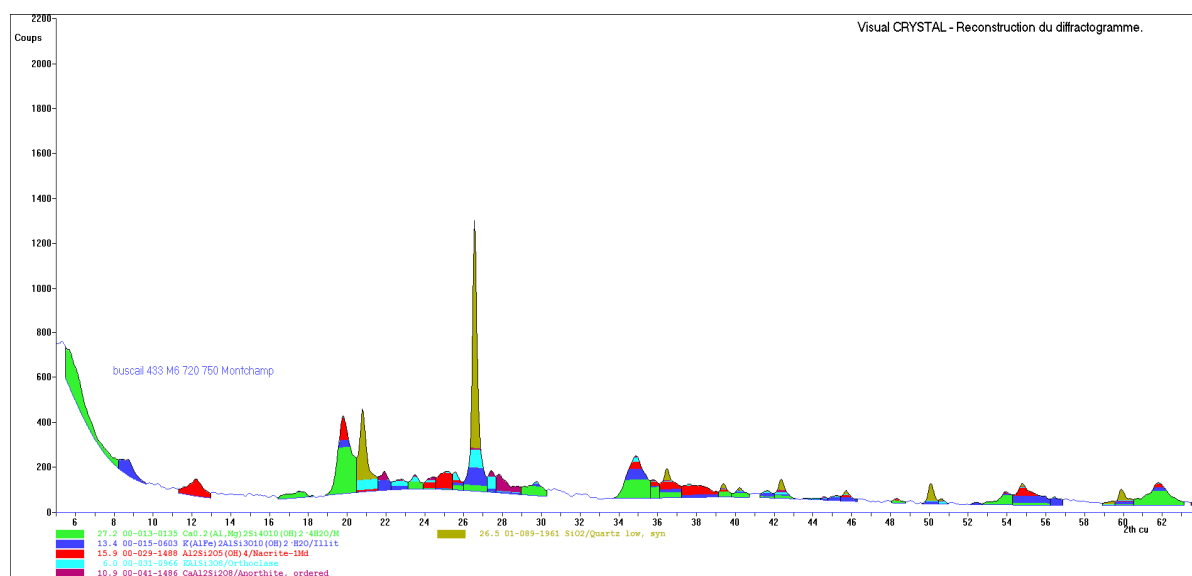


Figure 7 : Diffractogramme reconstruit à partir de l'analyse DRX de l'échantillon M6 720 / 750 Montchamp.

Composition minéralogique

L'analyse de ce diffractogramme a permis d'identifier et de quantifier les phases minéralogiques reprises au tableau 6 où les argiles sont repérées en rouge. La roche est riche en montmorillonite. Elle contient aussi une grande quantité de quartz.

buscail 433 M6 720 / 750 montchamp			
Phase minéralogique	N° Réf.	RIR	% masse
$\text{Ca}_{0.2}(\text{Al},\text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ /Montmorillonite-15A	00-013-0135	1	27.21
$\text{K}(\text{AlFe})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ /Illite	00-015-0603	0.5	13.43
$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ /Nacrite-1Md (Kaolinite)	00-029-1488	1.15	15.88
KAlSi_3O_8 /Orthoclase	00-031-0966	0.75	6.04
$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ /Anorthite, ordered	00-041-1486	0.41	10.91
SiO_2 /Quartz low, syn	01-089-1961	3.3	26.52

Tableau 7 : Composition minéralogique de l'échantillon M6 720 / 750 Montchamp.

CONCLUSIONS

Il n'y a pas de calcite dans les échantillons de type M6.

Tous les échantillons contiennent du quartz en proportion variable.

La terrasse remaniée contient plus de quartz et plus de calcite que la terrasse en place. La terrasse remaniée contient aussi moins de feldspaths.

L'échantillon « Cros de Brive en place » contient plus de calcite, moins de quartz et moins d'argiles que le « Cros de Brive remanié ».

Sur les échantillons de Montchamp le passage de 500/570 à 720/750 et à 750/800 conduit à une tendance générale pour laquelle on trouve un taux de feldspaths constant.

Concernant les échantillons de Montchamp, la teneur la plus faible en quartz et la plus riche en argile se trouve dans le 720/750.

ANNEXE 8 – Comparaison données ASTER/BD Alti IGN

Les données ASTER, disponibles gratuitement depuis l'été 2009, ont été testées afin de voir si elles pouvaient faire l'objet d'une utilisation dans le cadre de la thèse. Malgré le fait que ces données soient un MNE (modèle numérique d'élévation), nous souhaitions cependant voir si l'erreur était importante par rapport à la BD alti.

A.8.1. Comparaison visuelle

Il existe un flou sur le mnt ombragé (**fig.A.8.1**).

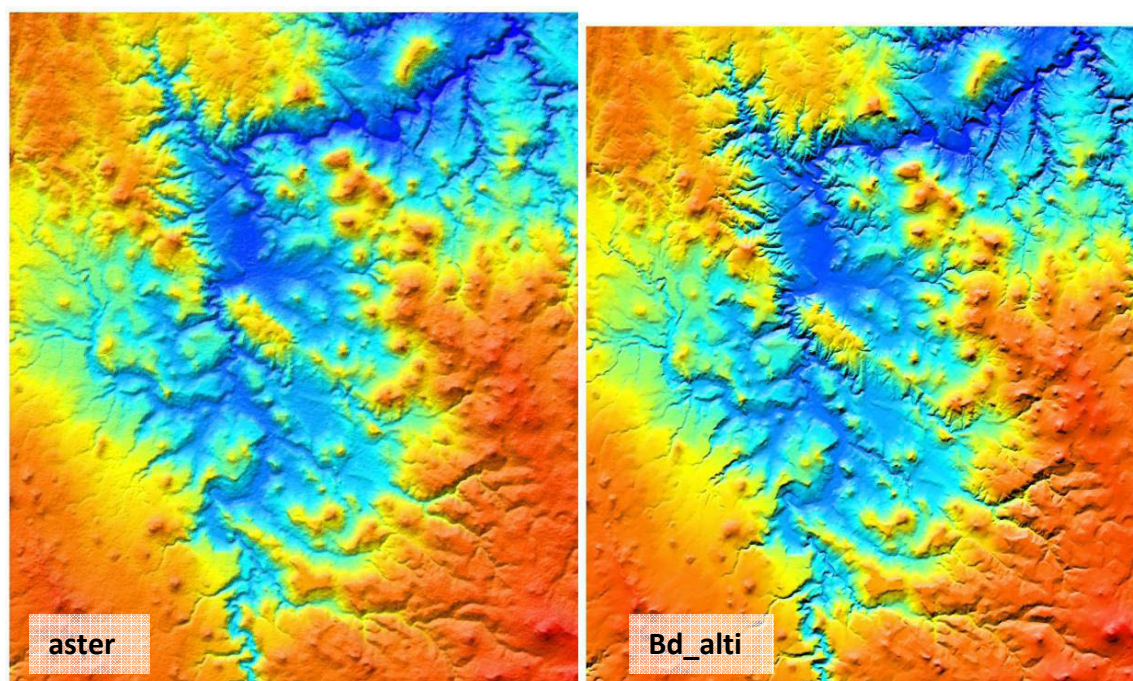


Figure A.8.1 – MNT ombragés Aster et BD Alti

Ce flou se retrouve également sur les cartes dérivées (pente et orientation) (**fig.A.8.2**).

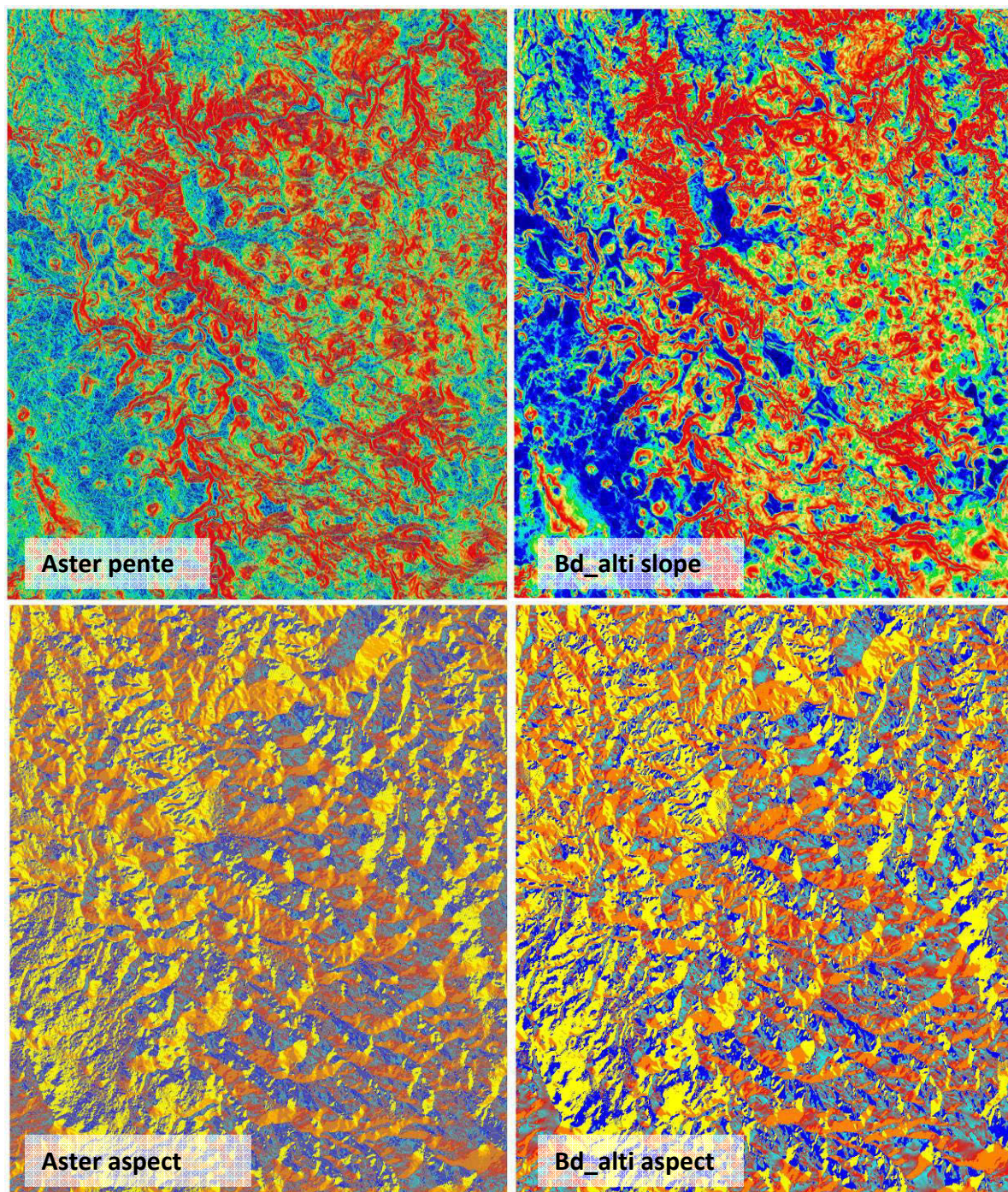


Figure A.8.2 – Cartes de pente et d'orientation par type de données de base

A.8.2. Distribution des pixels et comparaison Aster-IGN

La distribution des pixels permet de bien visualiser le flou avec une courbe en cloche similaire à celle obtenue avec la BD Alti mais avec de nombreux petits pics « bruitant » le signal altitudinal (**fig.A.8.3**).

La distribution des différences entre Aster et IGN montre une sous-évaluation des altitudes pour els données ASTER, ce qui est curieux, car un MNE devrait avoir des altitudes supérieures (**fig.A.8.4**).

La comparaison des différences par classe d'occupation du sol (CORINE Landcover) montre clairement cette sous-estimation, les forêts n'augmentant guère la différence (**fig.A.8.5**).

L'occupation du sol n'influence pas la différence d'altitude ce qui suggère que la différenciation se fait par d'autres facteurs.

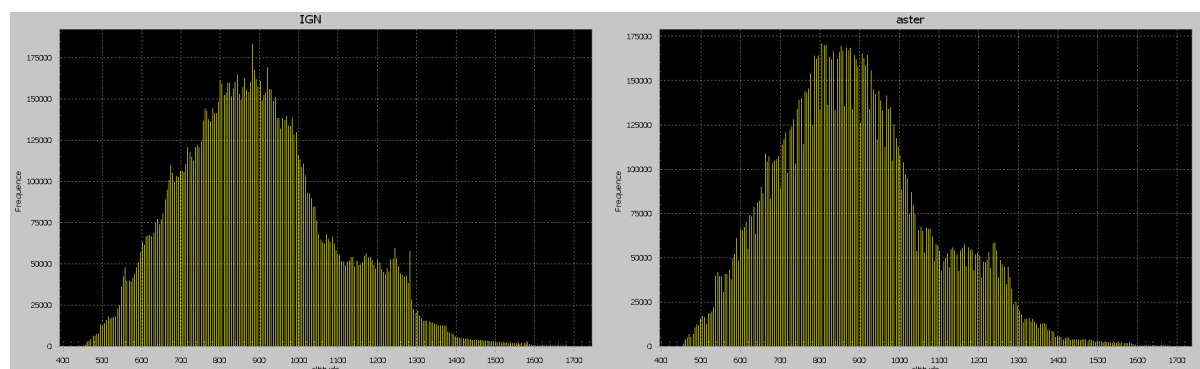


Figure A.8.3 – Distribution des altitudes (IGN à gauche et ASTER à droite)

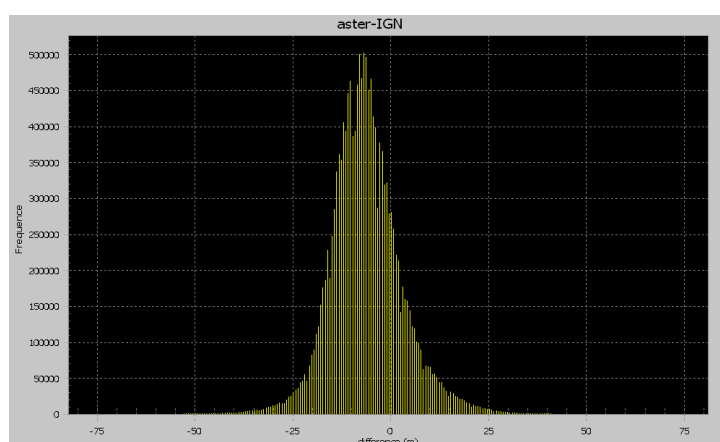


Figure A.8.4 - Distribution des différences ASTER-IGN avec sous-évaluation de ASTER

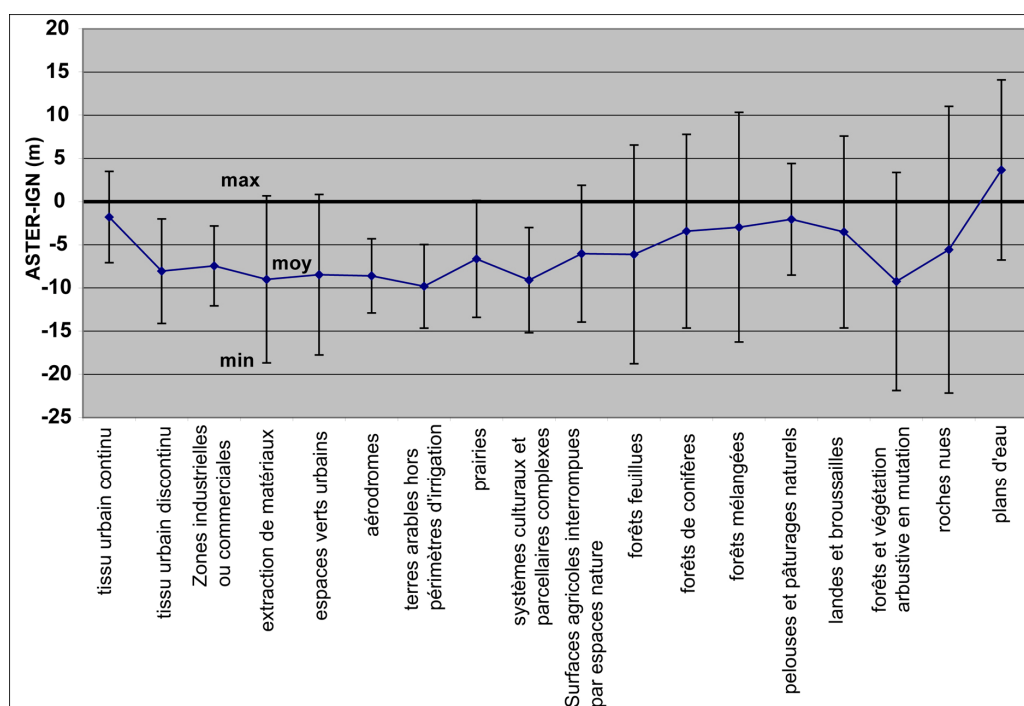


Figure A.8.5 – relation entre la différence altitudinale entre ASTER et IGN et l'occupation du sol (Corine landcover)

La différence d'altitude entre les 2 MNT est corrélée avec la complexité du relief local, car les forts écarts se retrouvent dans les zones complexes (thalweg marqué avec emboîtement d'orientation et pente importante).

A.8.3. Comparaison avec les GCP IGN

Un quadrillage de points de contrôle centimétrique est réalisé par l'IGN. Les données sont prises sur le terrain par DGPS et peuvent être considérées comme robustes. Ce réseau de 151 points permet de comparer les MNT avec des données terrain (**fig.A.8.6**).

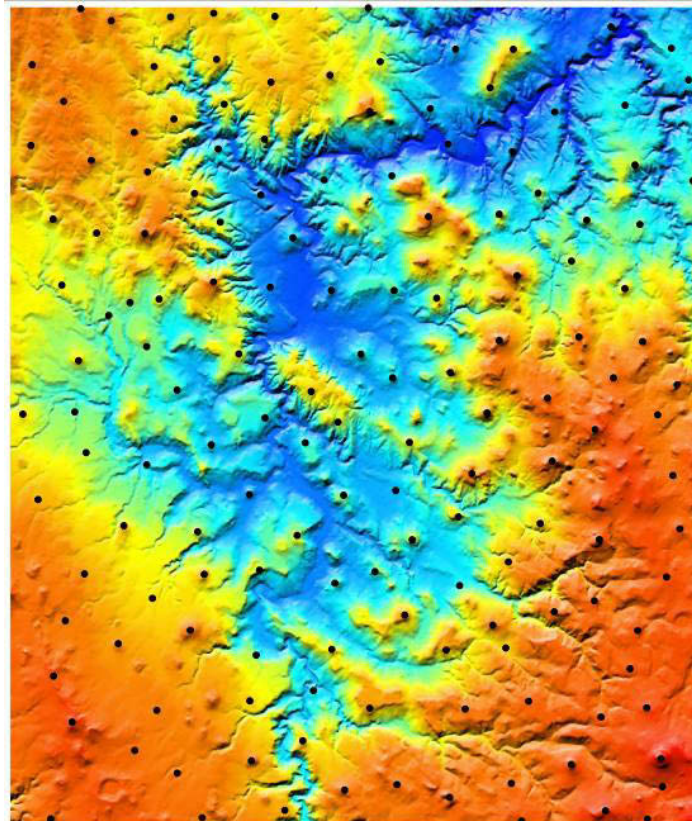


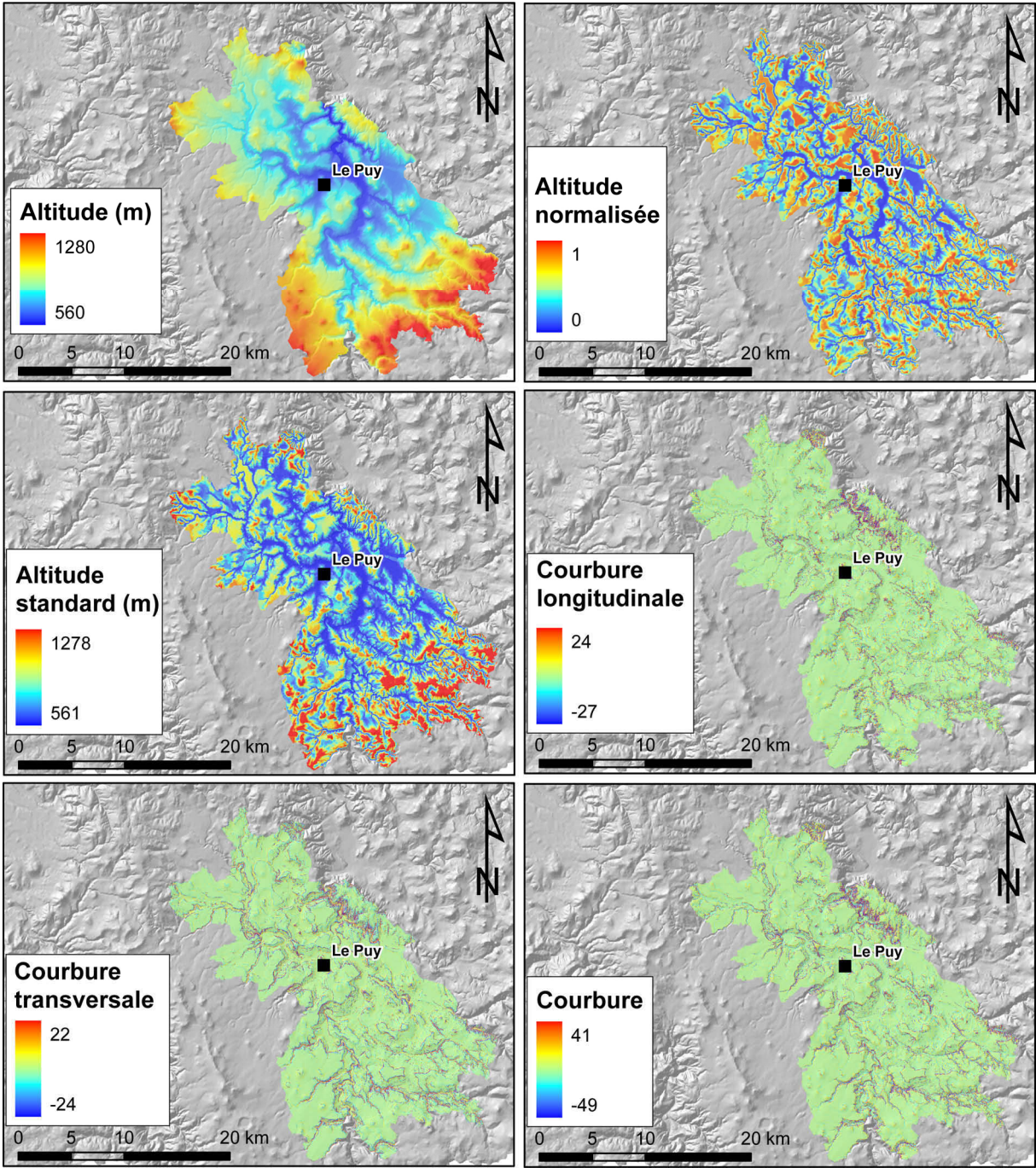
Figure A.8.6 – Répartition des points de contrôle IGN

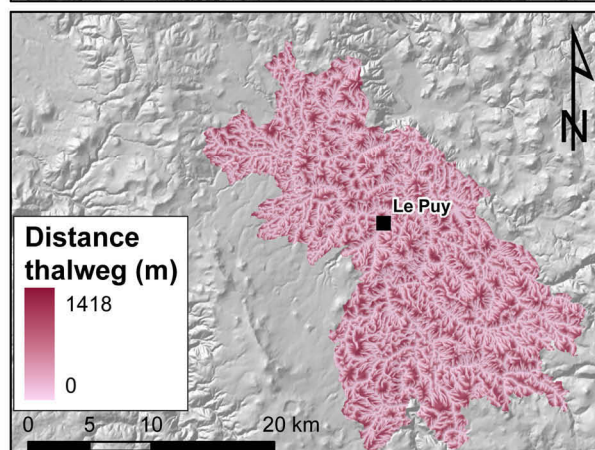
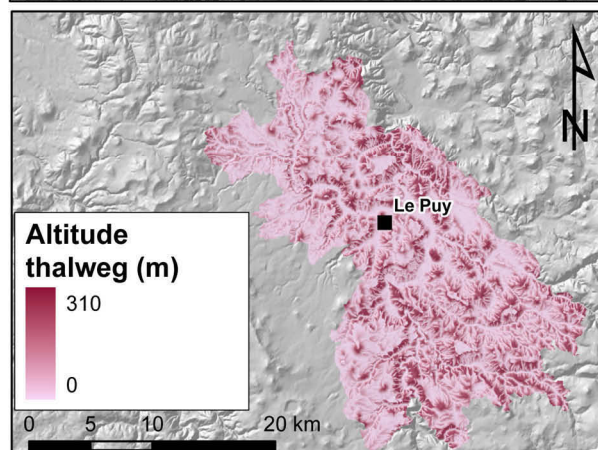
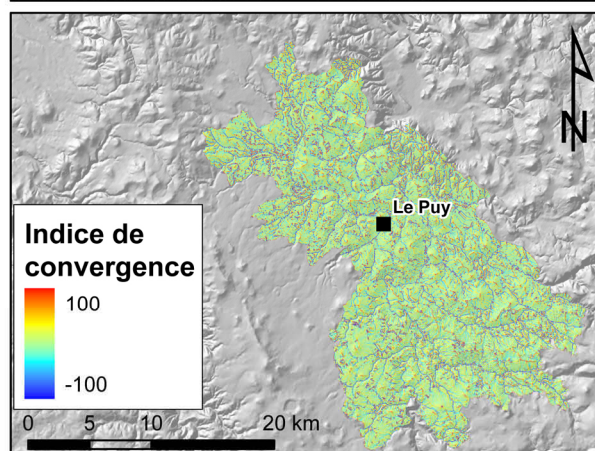
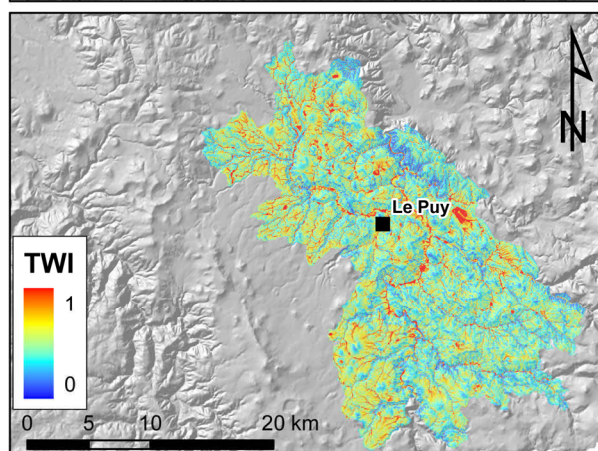
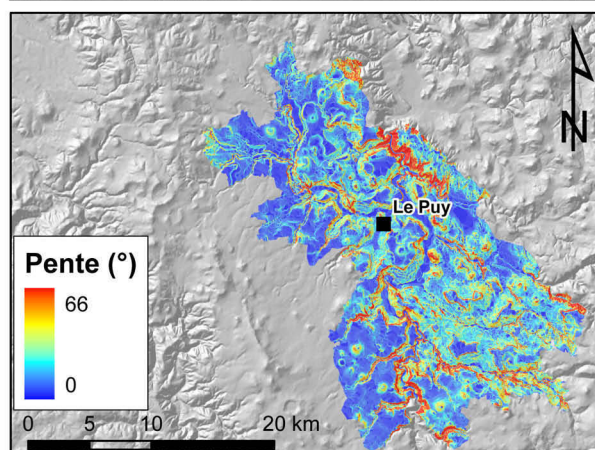
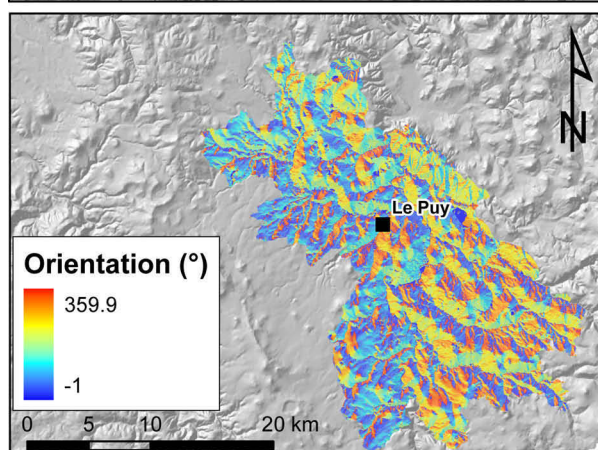
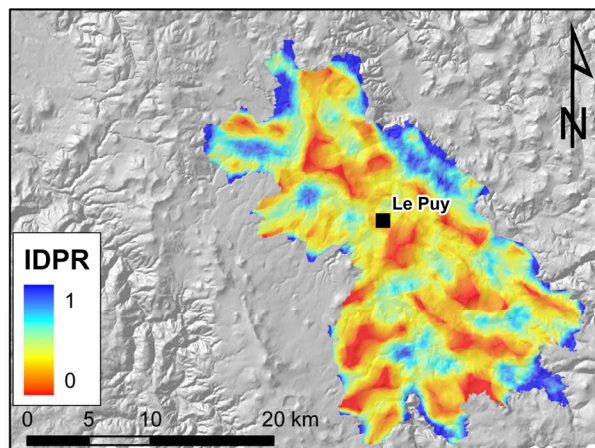
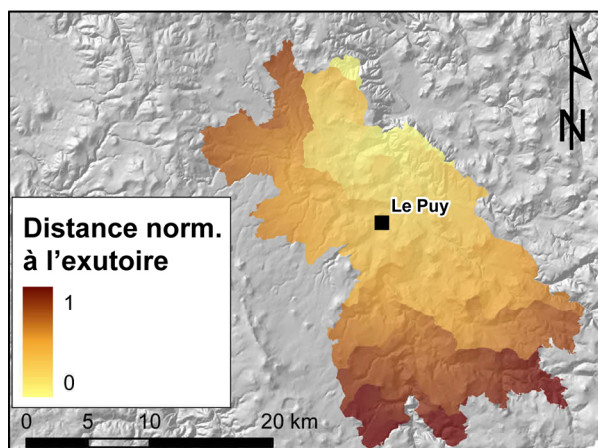
Le calcul de la RMSE pour ASTER et IGN, basé sur 151 GCP du réseau NTF de l'IGN (précision centimétrique et décimétrique retenue) donne :

	aster	ign
RMSE (m)	27.5778	13.8912

Au vu de ces résultats, les données ASTER sont rejetées pour l'étude. L'existence d'un défaut de prise de données n'est pas exclue au vu des différences importantes ne pouvant pas être attribuées au couvert végétal. Ce n'est donc pas la différence entre MNE et MNT qui est visible, mais un probable défaut de la prise de données ou du traitement.

ANNEXE 9 – Carte des facteurs dérivés du MNT





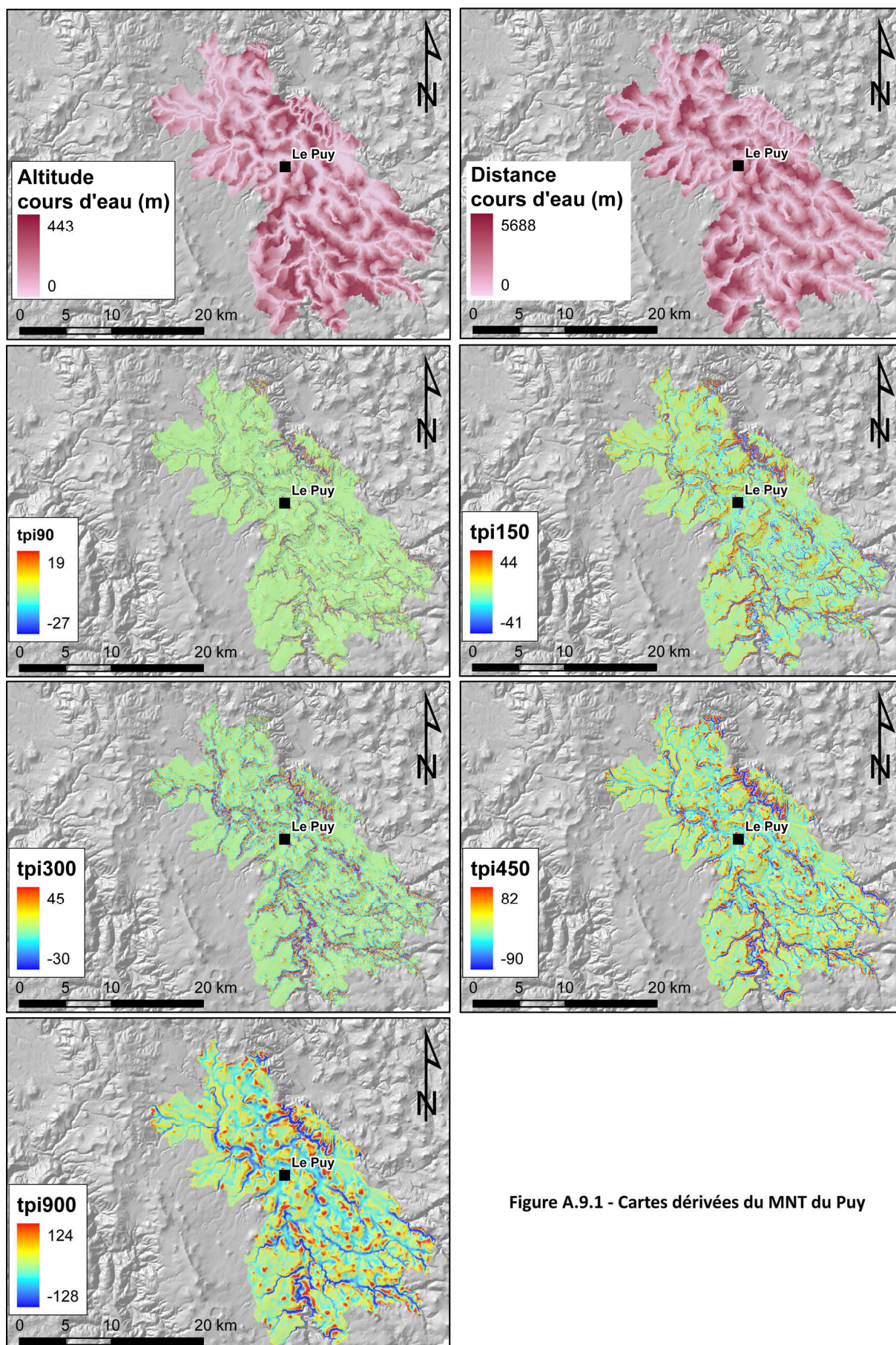


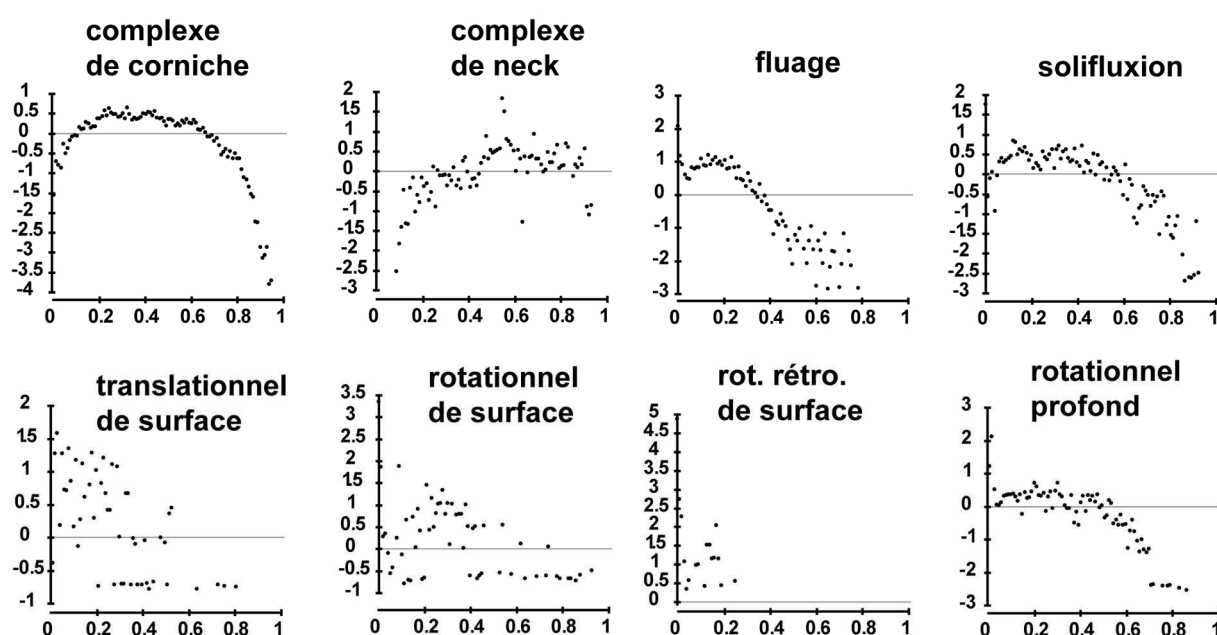
Figure A.9.1 - Cartes dérivées du MNT du Puy

ANNEXE 10 – Calcul des Wi par types de glissements et par facteurs de contrôle

A.10.1. Courbures

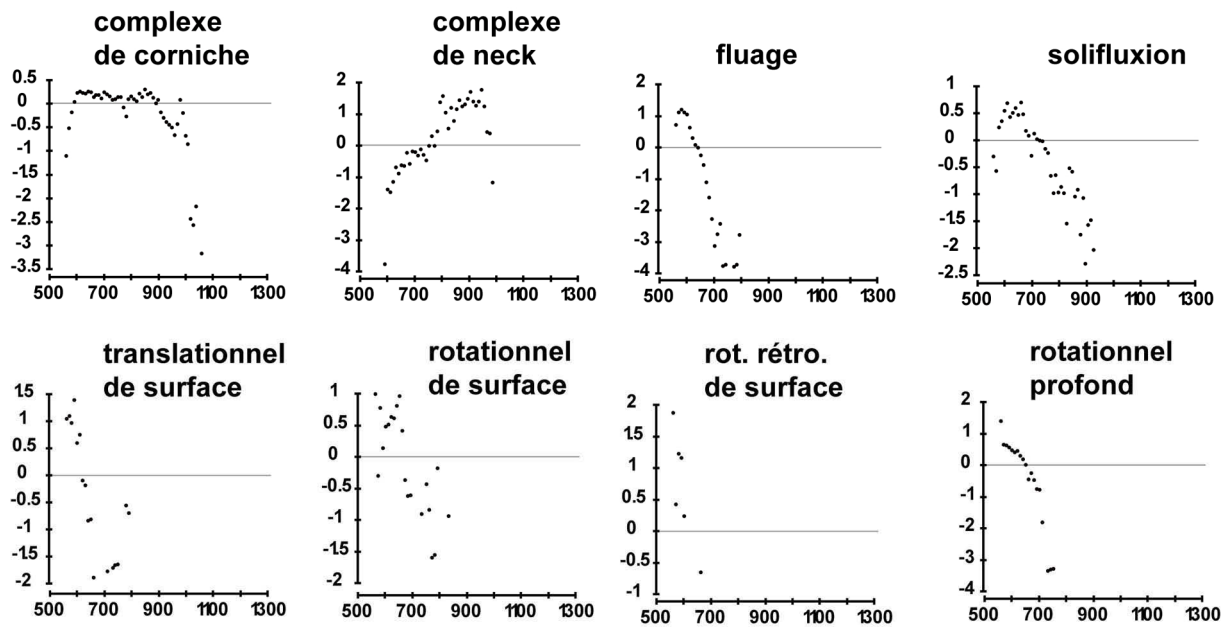
Les valeurs de courbure sont peu discriminantes pour les glissements avec rupture ou les glissements anciens, car les glissements de terrain sont présents à la fois dans les valeurs positives (convexité) et négatives (concavité) (problème méthodologique lié à la prise en compte de tout le corps des glissements). On note cependant une absence de glissements pour des valeurs de courbure très proche de 0. Par contre, les phénomènes de fluage et de solifluxion présentent des valeurs de Wi positive pour des valeurs de courbure négative ou très proche de 0 (concavité ou droit, tendance à la concentration des flux).

A.10.2. Altitude normalisée



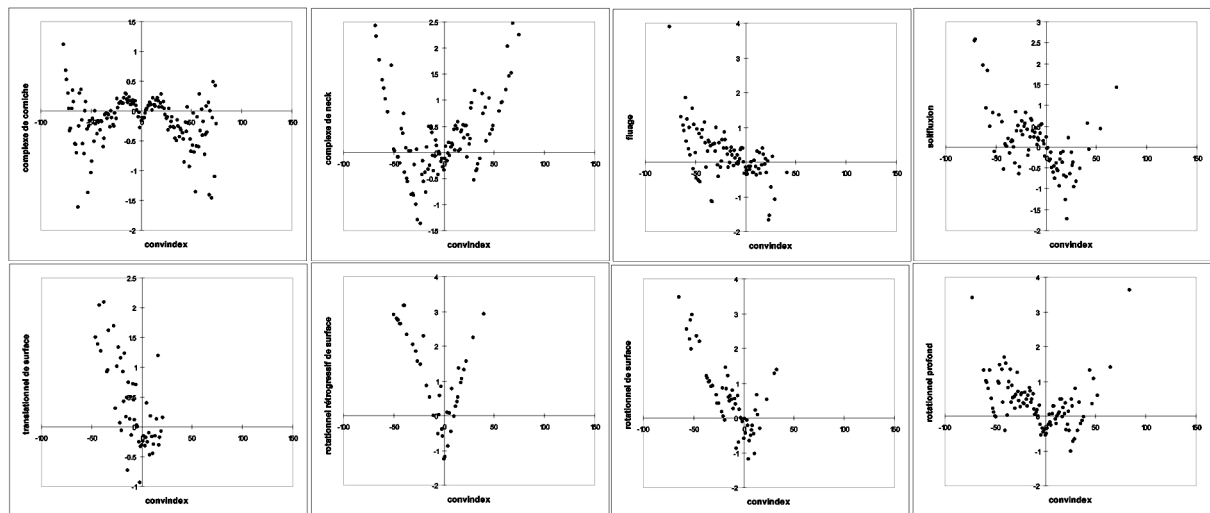
L'altitude normalisée exprime la position sur le versant, 1 étant le haut de versant, 0 étant le bas de versant. Les complexes de neck se situent sur les parties hautes du versant (médiane > 0.6) conformément au contexte morphostructural favorable à ce type de glissement (bordure de neck déchaussé par l'érosion et donc mis en relief). Les complexes de corniche étant des glissements très amples prenant naissance en bordure de corniche (valeur proche de 1 car située en haut de versant) et finissant dans les parties basses, il est logique que leur répartition couvre l'ensemble du spectre de valeurs. Les formes de fluage et les glissements rotationnels rétrogressifs de surface ont des valeurs de $Wi > 0$ pour des valeurs d'altitude normalisée inférieures à 0.35. Ces formes de glissements sont donc favorisées en bas de versant, relativement aux phénomènes de suppression de butée de pied par l'incision des rivières (observés sur le terrain) et à la concentration des eaux de surface. Les autres glissements (solifluxion, translationnel, rotationnel de surface et de profondeur) se concentrent dans la moitié basse des versants (plus de 75% de la surface cumulée de ces glissements ont une valeur d'altitude normalisée < 0.5 et les valeurs de Wi deviennent < 0 au-delà d'une altitude normalisée > 0.5). Ces résultats montrent l'importance, pour les glissements contemporains, de la connexion versant/dynamique fluviale.

A.10.3 Altitude standard



L'altitude standardisée est le produit de l'altitude normalisée avec l'altitude, ramené sur une échelle correspondant au mini-maxi des altitudes constatées sur la zone d'étude. Les complexes de corniche sont favorisés entre 600 et 900m tandis que les glissements contemporains ne dépassent pas 750m d'altitude standard. Les phénomènes de fluage sont surtout favorisés sous des altitudes standard inférieures à 650m tandis que la solifluxion est favorisée jusqu'à 700m standard. Les glissements avec rupture (translationnel et rotationnels divers) ne dépassent guère 650m standard.

A.10.4. Indice de convergence



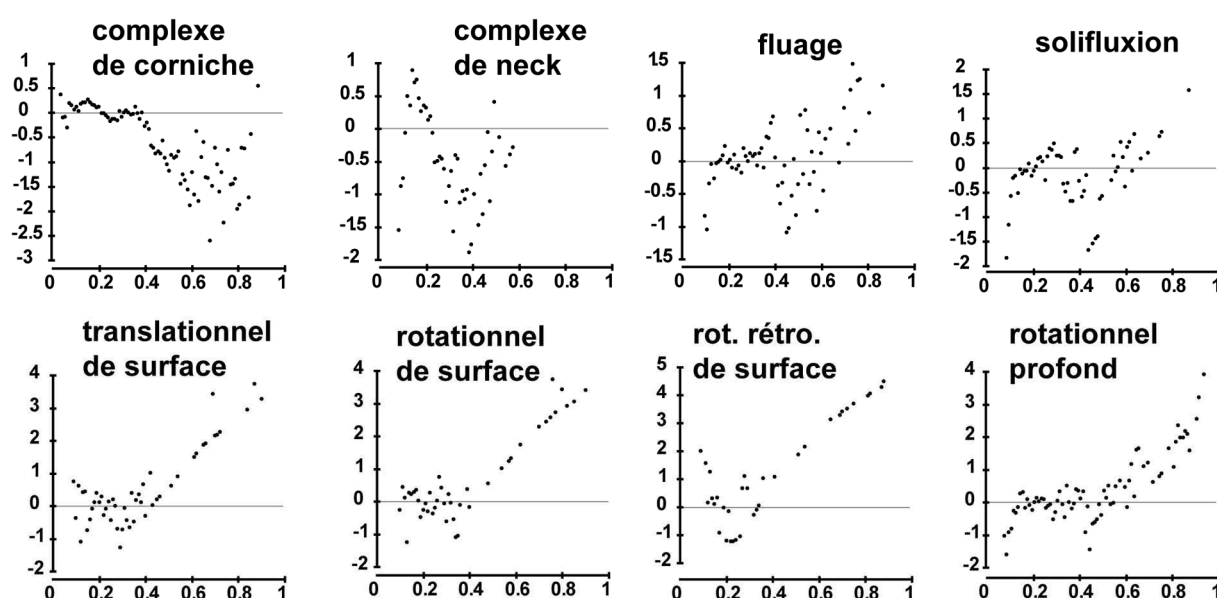
L'indice de convergence exprime le degré d'accumulation ou de départ de flux de surface uniquement contrôlés par la topographie. Les valeurs négatives expriment une convergence des flux et inversement. Les formes de fluages et solifluxion sont nettement favorisées par des indices de convergence élevés, expression d'une accumulation des flux de surface (matière et eau). Ce comportement est similaire pour les glissements translationnels de surface. Les glissements rotationnels, par contre, ont un comportement dual avec une augmentation du Wi à la fois avec une augmentation de la convergence, mais également de la divergence. Nous pouvons y voir un biais

méthodologique du fait que ces glissements couvrent de petites surfaces et que l'indice de convergence brut est très sensible avec parfois de forte variation locale. L'analyse de la variété des valeurs par type de glissement montre en effet que les glissements rotationnels sont les plus divers concernant cette variable. L'indice de convergence étant dépendant de la topographie de surface, il n'apporte pas d'information sur des conditions de contrôle concernant les glissements anciens (topographie postérieure).

A.10.5. IDPR (modifié)

Les valeurs « d'IDPR » expriment la capacité de l'eau à s'infiltrer plutôt qu'à rejoindre rapidement les axes hydrographiques. L'ensemble des glissements montre un lien net avec les zones d'infiltration préférentielle (valeur < 0.15).

A.10.6. Topographic Wetness Index

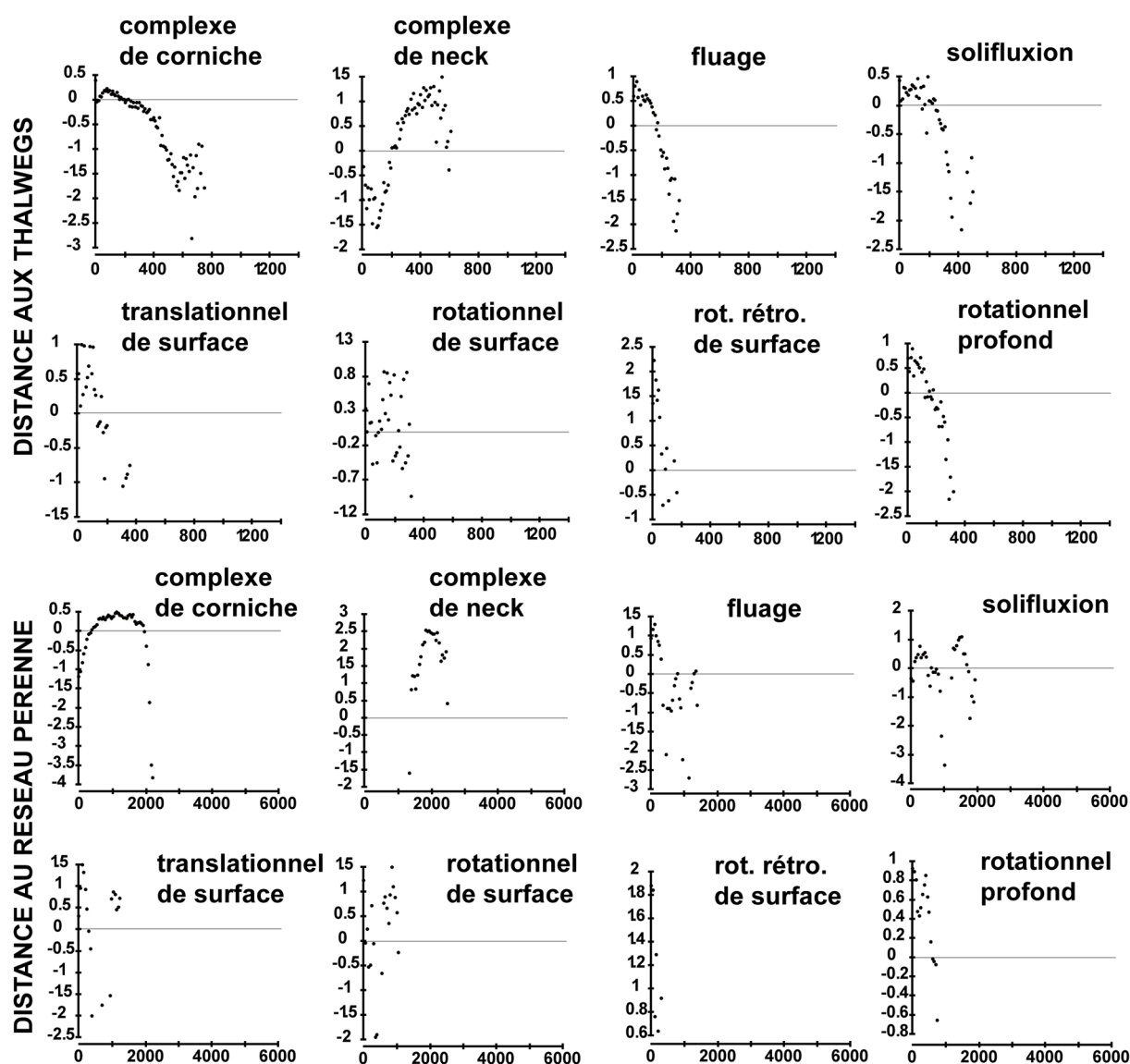


Le Topographic Wetness Index indique la propension d'une zone à accumuler ou non l'eau de surface. Les valeurs proches de 0 étant les zones sèches, de départ, tandis que les pixels proches de 1 accumulent l'eau de surface. Les valeurs de W_i sont très variables jusqu'aux valeurs de 0.4 pour les glissements de surface (translationnel, rotationnel et rétrogressif) et 0.6 pour les glissements rotationnels profonds, la solifluxion et les fluages. Au-delà de ces valeurs respectives, le W_i augmente fortement et dépasse des valeurs importantes (> 3, voire à 5 dans certains cas), preuve du contrôle des fortes valeurs du TWI dans l'occurrence de ces glissements. On peut interpréter ces résultats comme la moindre nécessité d'infiltration pour les glissements superficiels afin de dépasser le seuil de rupture ($TWI > 0.4$) contre une accumulation plus importante des eaux de surface (et donc une possibilité d'infiltration plus grande) pour arriver au point de rupture pour les glissements plus profonds ($TWI > 0.6$). Les valeurs de TWI rencontrées au sein des glissements n'excèdent jamais 0.9, les valeurs supérieures correspondant aux axes hydrographiques. Les résultats concernant les glissements anciens sont plus délicats à interpréter, mais retenons que les complexes de neck sont dans des environnements à faibles valeurs de TWI (existence de sommet, pôle de divergence des flux).

A.10.7. Distance normalisée à l'exutoire

La distance normalisée d'écoulement correspond à la distance normalisée du pixel, le long d'un flux, à l'exutoire. Plus la valeur est proche de 1, plus le pixel est éloigné de l'exutoire et inversement. L'exutoire est ici le horst de Chaspinhac. Les glissements translationnels de surface sont situés sur des valeurs inférieures à 0.5 signifiant qu'ils sont plutôt proche de l'exutoire contrairement aux complexes de corniche qui affichent des valeurs > 0.5 avec une médiane proche de 0.6. Les formes de solifluxion sont ubiquistes et apparaissent à toutes distances avec une préférence pour les valeurs entre 0.5 et 0.6. Les autres glissements se concentrent entre des valeurs de 0.4 à 0.55.

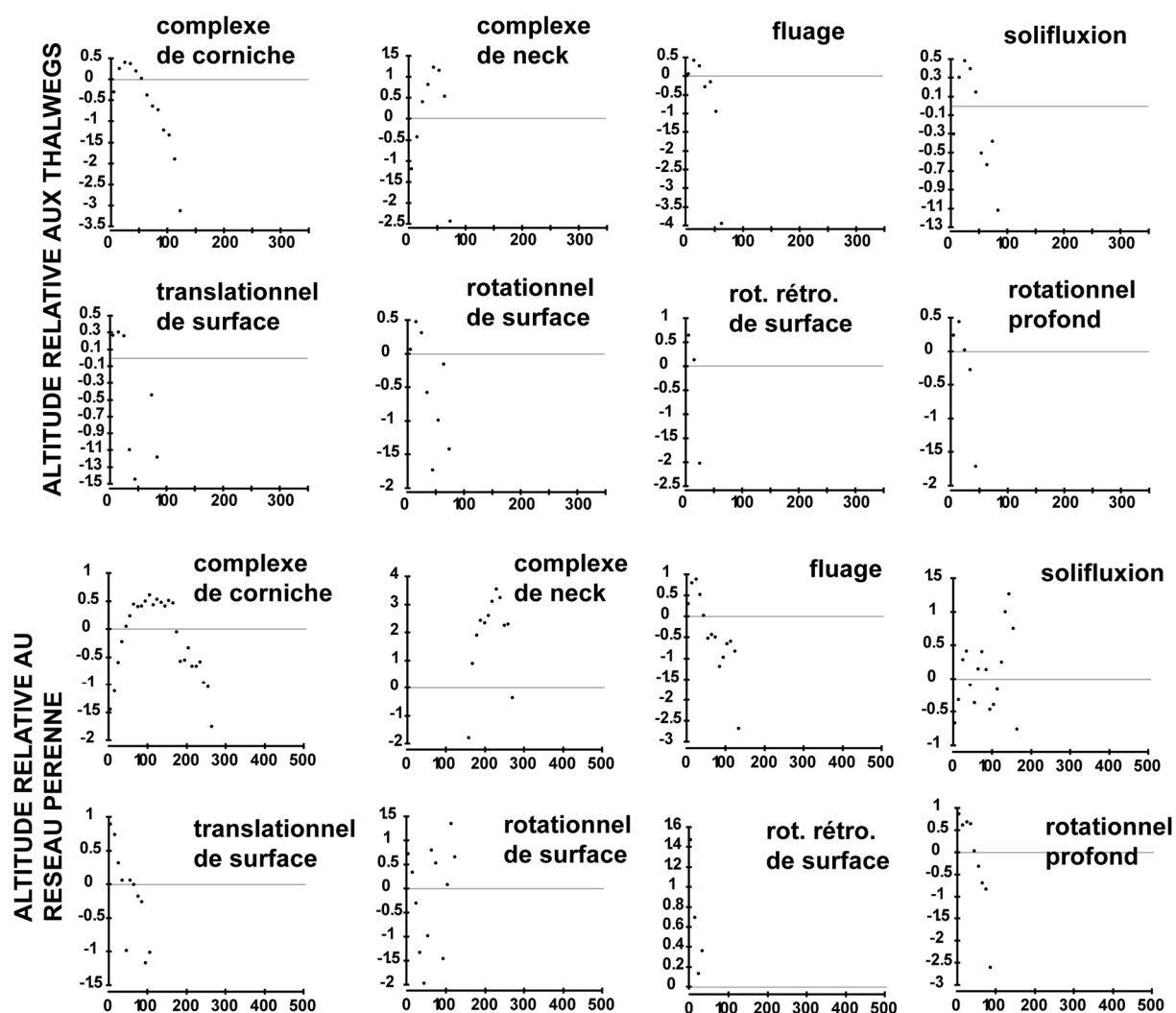
A.10.8. Les distances aux thalwegs et cours d'eau



Les complexes de neck sont privilégiés dans des situations déconnectées du réseau fluvial. Les complexes de neck sont favorisés à des distances oscillant entre 250 et 550m du réseau théorique et entre 1400 et 2500m du réseau pérenne. Ces situations témoignent de l'indépendance de ce type de processus vis-à-vis de la dynamique fluviale et d'incision. Cette variable est peu représentative pour les complexes de corniche ($Wi < 0.5$ pour les cas les plus favorables). Les phénomènes de fluage sont favorisés par des distances au réseau théorique $< 150m$, soit proche des zones de concentration de flux. Ce résultat rejoint celui des distances au réseau pérenne qui sont inférieures à 300m. La distance au réseau théorique contrôle assez peu les processus de solifluxion avec une tendance à l'augmentation des phénomènes pour des distances inférieures à 200m, mais ces résultats sont peu

significatifs. Ces résultats sont plus nets vis-à-vis de la distance au réseau pérenne avec 2 pôles de distances favorables ; le premier entre 100 et 475m (proche du réseau pérenne et potentiellement influencé par lui) et le second entre 1300 et 1600m, soit des phénomènes indépendants des dynamiques fluviales. Les glissements rotationnels profonds et rétrogressifs de surface sont clairement contrôlés par de faibles distances aux réseaux théoriques (< 100m et < 50m respectivement) et pérennes (< 300m). Les glissements translationnels de surface sont assez proches du réseau théorique (< 150m) tandis qu'on distingue un groupe très proche du réseau pérenne (< 225m) et un autre plus éloigné (1000 à 1300m). Enfin, les glissements rotationnels de surface semblent insensibles à la distance au réseau théorique et peu sensibles à celle au réseau pérenne (légère tendance à l'augmentation du Wi pour des distances > 650m).

A.10.9. Les altitudes relatives aux thalwegs et cours d'eau



Les complexes de neck sont « perchés » par rapport aux réseaux théorique (25 et 65m) et pérenne (entre 165 et 265m). Comme pour la variable précédente, ces 2 types de glissements sont indépendants du réseau fluvial actuel. Les complexes de corniche ne sont pas influencés par la dénivelée au réseau théorique (ils sont souvent le support de l'établissement d'un réseau intermittent postérieur), mais ont des Wi positifs entre 65 et 165m, qui correspondent à la distance du pied de glissement au réseau pérenne. Ils ne sont pas donc pas non plus influencés par celui-ci, le contrôle venant essentiellement de l'amont (voir les exemples du Monastier et de St Vidal, ch.2). La solifluxion et le fluage ont une tendance à être plus fréquents proche du réseau théorique (dénivelée

entre 15 et 35m, mais faiblement significatif) tandis que la solifluxion est peu sensible à l'altitude relative au réseau pérenne. Le fluage est plus contrôlé par cette altitude relative avec un pic de fréquence entre 15 et 35m (importance de la connexion avec la dynamique longitudinale). L'ensemble des glissements avec rupture est peu élevé par rapport aux réseaux théorique et pérenne (< 25 et 35m respectivement, situation de bas de versant) sauf les glissements rotationnels de surface qui sont insensibles à la dénivelée par rapport au réseau théorique.

ANNEXE 11 – Principes de fonctionnement des modèles déterministes couplés hydromécaniques

Le modèle de stabilité de SHALSTAB est basé sur le modèle de pente infinie mais la cohésion est considérée comme nulle (cohésion du matériau ainsi que la cohésion liée au réseau racinaire). Ainsi simplifié, les auteurs proposent de lier le degré de saturation aux valeurs de pente et fournissent un abaque d'instabilité conditionnelle (**fig.A.11.1** et eq.1) :

$$\frac{h}{z} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \varphi} \right) \quad (1)$$

avec h la hauteur de la nappe d'eau, z la profondeur du sol, ρ_s la densité du sol, ρ_w la densité de l'eau, θ l'angle de pente et φ l'angle de frottement interne.

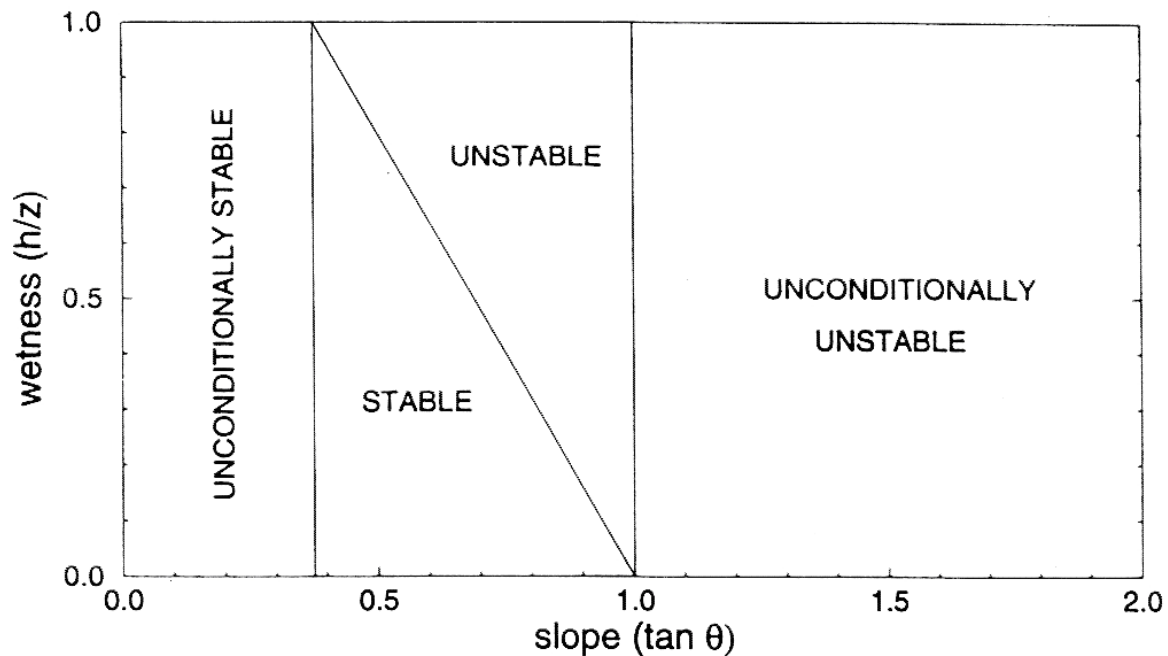


Figure A.11.1 – Exemple de conditions de stabilité en fonction de l'angle de pente et du rapport h/z pour un $\varphi = 45^\circ$ et une densité de sol de 1.6, in Montgomery & Dietrich (1994)

Le rapport h/z est défini par le modèle hydrologique selon l'équation (2) :

$$\frac{h}{z} = \frac{q}{T} \frac{a}{b} \frac{1}{\sin \theta} \quad (2)$$

avec q les précipitations nettes, T la transmissivité, a l'aire contributive, b la taille du pixel et θ l'angle de pente. Ainsi, la stabilité du versant est-elle dépendante du total de précipitation (plus le rapport q/T est grand, plus la hauteur de nappe est importante), de l'aire contributive (plus elle est grande, plus le sol est saturé) et de la pente (plus elle est faible, moins l'eau est transférée vers l'aval). Ce modèle hydrologique reprend la formule implémentée dans TOPMODEL de Beven & Kirkby (1979) sauf qu'il considère $\sin \theta$ au lieu de $\tan \theta$.

SINMAP est conçu sur les mêmes bases théoriques que SHALSTAB mais il est plus complet. Il prend en compte la cohésion du matériau et des racines dans son modèle de stabilité, ainsi que les incertitudes liées à la connaissance et à la variabilité des paramètres d'entrée (caractéristiques géotechniques, paramètres hydrologiques) qui sont approchés par une loi de probabilité uniforme calée sur des valeurs basses et hautes déterminées par l'expert. Le modèle de stabilité est celui développé par Hammond *et al.* (1992), et légèrement transformé afin de prendre la forme (3) :

$$F_s = \frac{C + \cos \theta [1 - wr] \tan \varphi}{\sin \theta} \quad (3)$$

Avec F_s le facteur de sécurité, C la cohésion totale, φ l'angle de frottement interne, θ l'angle de pente, w le taux de saturation (rapport de la hauteur d'eau sur la profondeur du sol) et r le rapport des densités de l'eau et du sol. La hauteur d'eau dans le sol est ensuite déterminée par le modèle hydrologique équivalent à celui développé pour SHALSTAB. Un index de stabilité (SI) est ensuite défini à partir des valeurs limites de F_s calculés en fonction des caractéristiques minimales ou maximales des paramètres rentrés (cohésion, angle de frottement, T/R, équivalent du q/T pour SHALSTAB) (**fig.A.11.2**). Cet index de stabilité est à concevoir comme une mesure de certitude, un SI proche de 1 signifiant une certitude de stabilité, un SI proche de 0 signifiant une certitude d'instabilité et un SI oscillant autour de 0.5 marquant une incertitude.

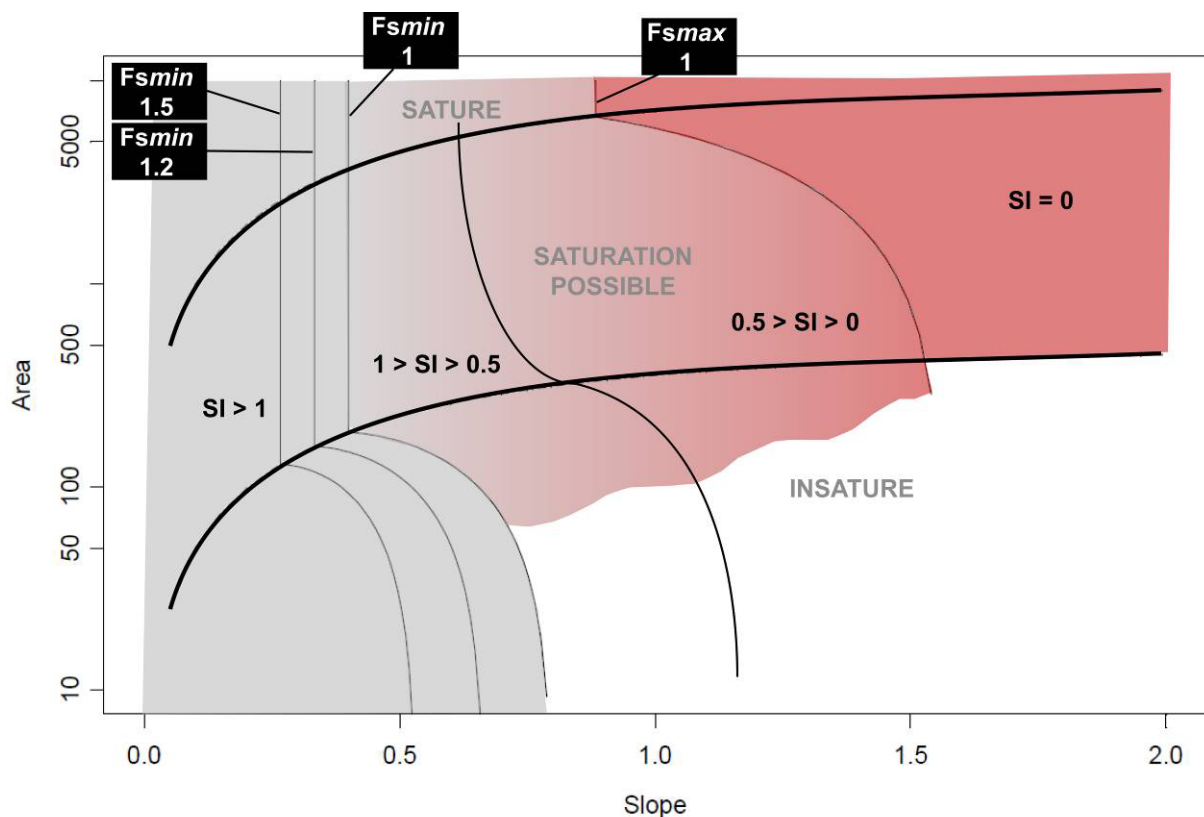


Figure A.11.2 – Détermination des états de saturation et de stabilité en fonction de la tangente de la pente et de l'aire contributive pour des paramètres géotechniques donnés, modifié de Pack *et al.* (1998)

TRIGRS (*Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Model*) est un programme en Fortran conçu pour spatialiser, dans le temps, la répartition et l'infiltration d'une pluie d'orage. Associé à un modèle de stabilité classique de pente infinie, il permet de cartographier l'évolution du F_s durant un événement pluvieux, à plusieurs pas de temps. Beaucoup plus complet que les précédents modèles, il conjugue un modèle d'infiltration pour sols saturés ou non saturés

basé sur l'équation de Richard, un modèle d'écoulement de subsurface et un modèle de stabilité (Iverson, 2000).

ANNEXE 12 – *V de Cramer* entre chaque variable relativement aux glissements de terrain

	geol	formsup	vgation	slope	aspect	convindex	curvature	normheight	stdheight	twi	distres	overflowtheo	verfflowres	verfflowtheo	tpi150	tpi300	tpi900
geol		0.463	0.191	0.200	0.252	0.114	0.117	0.301	0.319	0.143	0.473	0.193	0.397	0.214	0.181	0.150	0.244
formsup			0.343	0.093	0.312	0.106	0.111	0.197	0.221	0.115	0.189	0.155	0.232	0.222	0.187	0.139	0.284
vgation				0.130	0.160	0.094	0.179	0.208	0.191	0.140	0.223	0.221	0.320	0.242	0.241	0.123	0.193
slope					0.195	0.077	0.140	0.175	0.167	0.319	0.219	0.132	0.295	0.125	0.151	0.477	0.265
aspect						0.146	0.154	0.263	0.284	0.172	0.273	0.234	0.284	0.253	0.260	0.141	0.276
convindex							0.386	0.170	0.164	0.297	0.115	0.253	0.084	0.321	0.292	0.107	0.141
curvature								0.121	0.126	0.234	0.107	0.148	0.138	0.199	0.354	0.133	0.186
normheight									0.588	0.134	0.295	0.398	0.315	0.482	0.198	0.149	0.410
stdheight										0.165	0.403	0.322	0.402	0.500	0.220	0.163	0.475
twi											0.144	0.154	0.186	0.212	0.268	0.255	0.141
distres												0.172	0.570	0.175	0.187	0.178	0.378
overflowtheo													0.214	0.691	0.252	0.139	0.336
verfflowres														0.216	0.264	0.319	0.426
verfflowtheo															0.292	0.180	0.443
tpi150																0.158	0.240
tpi300																	0.169
materiau	1.000	1.000	0.324	0.243	0.374	0.178	0.199	0.432	0.469	0.197	0.610	0.318	0.566	0.322	0.264	0.222	0.406

en gras, association significativement trop forte

en italique, association forte mais acceptable

en normal, association faible

ANNEXE 13 – Catégorisation des variables

Orientation

Borne inférieure	Borne supérieure	Code
-1.000000000000	36.000000000000	1
36.000000000000	72.000000000000	2
72.000000000000	108.000000000000	3
108.000000000000	144.000000000000	4
144.000000000000	180.000000000000	5
180.000000000000	216.000000000000	6
216.000000000000	252.000000000000	7
252.000000000000	288.000000000000	8
288.000000000000	324.000000000000	9
324.000000000000	359.99990844700	10

Convergence

Borne inférieure	Borne supérieure	Code
-84.93090057370	-5.000000000000	1
-5.000000000000	-1.000000000000	2
-1.000000000000	-0.100000000000	3
-0.100000000000	0.100000000000	4
0.100000000000	1.000000000000	5
1.000000000000	5.000000000000	6
5.000000000000	93.79049682620	7

Courbure

Borne inférieure	Borne supérieure	Code
-26.65109634400	-1.000000000000	1
-1.000000000000	-0.100000000000	2
-0.100000000000	0.100000000000	3
0.100000000000	1.000000000000	4
1.000000000000	23.95068359380	5

Altitude normalisée

Borne inférieure	Borne supérieure	Code
0.002899999996	0.200000000000	1
0.200000000000	0.400000000000	2
0.400000000000	0.600000000000	3
0.600000000000	0.800000000000	4
0.800000000000	1.000000000000	5

TWI

Borne inférieure	Borne supérieure	Code
0.01621087641	0.200000000000	1
0.200000000000	0.400000000000	2
0.400000000000	0.600000000000	3
0.600000000000	0.800000000000	4
0.800000000000	0.95998215675	5

Distance au réseau pérenne

Borne inférieure	Borne supérieure	Code
0.000000000000	400.000000000000	1
400.000000000000	800.000000000000	2
800.000000000000	1300.000000000000	3
1300.000000000000	2000.000000000000	4
2000.000000000000	3000.000000000000	5
3000.000000000000	5462.73046875000	6

Distance aux thalwegs

Borne inférieure	Borne supérieure	Code
0.000000000000	80.000000000000	1
80.000000000000	160.000000000000	2
160.000000000000	280.000000000000	3
280.000000000000	1163.08190918000	4

Pente

Borne inférieure	Borne supérieure	Code
0.000000000000	4.000000000000	1
4.000000000000	8.000000000000	2
8.000000000000	12.000000000000	3
12.000000000000	16.000000000000	4
16.000000000000	20.000000000000	5
20.000000000000	24.000000000000	6
24.000000000000	32.000000000000	7
32.000000000000	36.000000000000	8
36.000000000000	40.000000000000	9
40.000000000000	61.11928176880	10

Altitude standardisée

Borne inférieure	Borne supérieure	Code
562.09057617200	600.000000000000	1
600.000000000000	700.000000000000	2
700.000000000000	800.000000000000	3
800.000000000000	900.000000000000	4
900.000000000000	1000.000000000000	5
1000.000000000000	1278.09216309000	6

TPI150

Borne inférieure	Borne supérieure	Code
-38.39678955080	-5.000000000000	1
-5.000000000000	-1.000000000000	2
-1.000000000000	-0.500000000000	3
-0.500000000000	0.500000000000	4
0.500000000000	1.000000000000	5
1.000000000000	5.000000000000	6
5.000000000000	29.04876708980	7

TPI300

Borne inférieure	Borne supérieure	Code
-29.01733589170	-10.00000000000	1
-10.00000000000	-5.00000000000	2
-5.00000000000	-2.00000000000	3
-2.00000000000	-1.00000000000	4
-1.00000000000	1.00000000000	5
1.00000000000	2.00000000000	6
2.00000000000	5.00000000000	7
5.00000000000	10.00000000000	8
10.00000000000	37.37580490110	9

TPI900

Borne inférieure	Borne supérieure	Code
-105.60400390600	-20.00000000000	1
-20.00000000000	-10.00000000000	2
-10.00000000000	-5.00000000000	3
-5.00000000000	-1.00000000000	4
-1.00000000000	1.00000000000	5
1.00000000000	5.00000000000	6
5.00000000000	10.00000000000	7
10.00000000000	20.00000000000	8
20.00000000000	123.19720459000	9

Altitude au réseau pérenne

Borne inférieure	Borne supérieure	Code
0.00000000000	20.00000000000	1
20.00000000000	50.00000000000	2
50.00000000000	100.00000000000	3
100.00000000000	200.00000000000	4
200.00000000000	443.10708618200	5

Altitude aux thalwegs

Borne inférieure	Borne supérieure	Code
0.00000000000	15.00000000000	1
15.00000000000	40.00000000000	2
40.00000000000	70.00000000000	3
70.00000000000	100.00000000000	4
100.00000000000	214.59840393100	5

ANNEXE 14 – Calcul des poids par variables (WOE)

Orientation (ASPECT)

Class	Area Sq km	Area Units	#Points	W+	s(W+)	W-	s(W-)	C	s(C)	stud(C)
1	14.5394	64619	269	0.1007	0.0611	-0.0215	0.0291	0.1222	0.0677	1.8059
2	9.5891	42618	138	-0.1514	0.0853	0.0173	0.0276	-0.1687	0.0896	-1.8825
3	4.9666	22074	39	-0.7587	0.1603	0.0318	0.0266	-0.7905	0.1625	-4.8655
4	4.3190	19195	24	-1.1050	0.2043	0.0344	0.0265	-1.1394	0.2060	-5.5323
5	4.9885	22171	37	-0.8159	0.1645	0.0334	0.0266	-0.8493	0.1667	-5.0956
6	7.7657	34514	177	0.3103	0.0754	-0.0363	0.0280	0.3465	0.0804	4.3101
7	9.5011	42227	397	0.9207	0.0504	-0.2034	0.0308	1.1241	0.0591	19.0277
8	9.2954	41313	200	0.2523	0.0709	-0.0349	0.0283	0.2872	0.0763	3.7640
9	9.9407	44181	52	-1.1655	0.1388	0.0853	0.0267	-1.2508	0.1413	-8.8517
10	12.0937	53750	123	-0.4995	0.0903	0.0616	0.0274	-0.5612	0.0944	-5.9478

Distance aux thalwegs (DISTHALW)

Class	Area Sq km	Area Units	#Points	W+	s(W+)	W-	s(W-)	C	s(C)	stud(C)
1	21.2565	94474	660	0.6213	0.0391	-0.3247	0.0355	0.9460	0.0528	17.9244
2	20.6204	91646	463	0.2952	0.0466	-0.1126	0.0318	0.4078	0.0564	7.2302
3	22.6318	100586	315	-0.1850	0.0564	0.0577	0.0297	-0.2427	0.0638	-3.8066
4	22.4904	99957	18	-3.0438	0.2357	0.2879	0.0264	-3.3318	0.2372	-14.0461

Formations superficielles (FS)

Class	Area Sq km	Area Units	#Points	W+	s(W+)	W-	s(W-)	C	s(C)	stud(C)
1	5.5892	24841	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
2	26.9683	119859	219	-0.7251	0.0676	0.2089	0.0285	-0.9340	0.0734	-12.7255
3	11.5308	51248	898	1.5515	0.0337	-0.8190	0.0424	2.3705	0.0541	43.8045
4	21.1281	93902	330	-0.0693	0.0551	0.0213	0.0299	-0.0905	0.0627	-1.4439
5	1.4397	6398	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
6	12.9149	57399	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
7	2.3773	10566	9	-1.4892	0.3335	0.0216	0.0263	-1.5108	0.3345	-4.5164
8	5.0424	22411	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
9	0.0085	38	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

Géologie (GEOL)

Class	Area Sq km	Area Units	#Points	W+	s(W+)	W-	s(W-)	C	s(C)	stud(C)
1	0.1588	706	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
2	20.4877	91056	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
3	7.5456	33536	32	-1.3756	0.1769	0.0688	0.0266	-1.4444	0.1788	-8.0761
4	0.7526	3345	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
5	0.0272	121	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
6	2.0583	9148	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
7	1.0408	4626	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
8	8.9302	39690	529	1.2737	0.0438	-0.3443	0.0329	1.6179	0.0547	29.5515
9	22.7107	100936	221	-0.5438	0.0673	0.1385	0.0285	-0.6822	0.0731	-9.3291
10	14.5906	64847	153	-0.4689	0.0809	0.0728	0.0278	-0.5417	0.0856	-6.3308
11	8.6120	38276	521	1.2950	0.0441	-0.3397	0.0327	1.6347	0.0549	29.7554
12	0.0847	376	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

Matériau (MAT)

Class	Area Sq km	Area Units	#Points	W+	s(W+)	W-	s(W-)	C	s(C)	stud(C)
11	0.0192	85	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
14	0.1396	620	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
21	2.1166	9407	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
22	0.8416	3741	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
24	5.1171	22743	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
25	0.2159	960	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
26	12.1708	54093	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
27	0.0256	114	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
31	0.0002	1	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
32	1.1186	4971	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
33	0.0013	6	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
34	3.5102	15601	32	-0.6092	0.1770	0.0190	0.0266	-0.6282	0.1789	-3.5109
37	1.1555	5135	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
38	1.7536	7794	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
39	0.0063	28	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
41	0.7231	3214	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
42	0.0253	112	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
46	0.0042	19	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
51	0.0193	86	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
52	0.0023	10	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
55	0.0056	25	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
62	0.8624	3833	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
63	0.6607	2936	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
64	0.2797	1243	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
68	0.2555	1136	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
71	1.0408	4626	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
82	0.7985	3549	67	1.6274	0.1233	-0.0380	0.0269	1.6655	0.1262	13.1934
83	6.0563	26917	418	1.4287	0.0493	-0.2671	0.0311	1.6958	0.0583	29.0995
84	1.1297	5021	44	0.8497	0.1514	-0.0177	0.0267	0.8674	0.1537	5.6415
85	0.6437	2861	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
88	0.3019	1342	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
91	1.5828	7035	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
92	13.5968	60430	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
93	0.0076	34	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
94	5.2179	23191	212	0.8923	0.0690	-0.0959	0.0284	0.9882	0.0746	13.2444
96	0.7399	3288	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
97	0.5829	2591	9	-0.0810	0.3339	0.0005	0.0263	-0.0815	0.3350	-0.2434
98	0.9806	4358	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
99	0.0023	10	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
101	0.0494	220	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
102	8.5859	38160	149	0.0364	0.0821	-0.0041	0.0277	0.0405	0.0866	0.4673
104	4.7226	20990	4	-2.9872	0.5000	0.0533	0.0263	-3.0405	0.5007	-6.0720
105	0.5743	2553	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
107	0.2742	1219	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
108	0.3840	1707	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
111	0.0378	168	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
112	1.0522	4677	3	-1.7731	0.5775	0.0101	0.0263	-1.7832	0.5781	-3.0844
113	4.8049	21355	480	1.8056	0.0462	-0.3443	0.0321	2.1498	0.0562	38.2527
114	1.0112	4494	38	0.8137	0.1629	-0.0148	0.0266	0.8285	0.1651	5.0190
117	0.3391	1507	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
118	1.3667	6074	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
122	0.0847	376	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

Topographic Wetness Index (TWI)

Class	Area Sq km	Area Units	#Points	W+	s(W+)	W-	s(W-)	C	s(C)	stud(C)
1	34.8636	154949	371	-0.4542	0.0520	0.2189	0.0304	-0.6730	0.0602	-11.1736
2	47.3568	210475	1034	0.2671	0.0312	-0.4538	0.0487	0.7209	0.0579	12.4607
3	3.6739	16329	47	-0.2696	0.1461	0.0104	0.0267	-0.2799	0.1485	-1.8852
4	0.8437	3750	3	-1.5520	0.5776	0.0077	0.0263	-1.5597	0.5782	-2.6976
5	0.2610	1160	1	-1.4772	1.0004	0.0023	0.0263	-1.4795	1.0008	-1.4784

Pente (SLOPE)

Class	Area Sq km	Area Units	#Points	W+	s(W+)	W-	s(W-)	C	s(C)	stud(C)
1	16.6328	73923	21	-2.5879	0.2182	0.1985	0.0265	-2.7864	0.2198	-12.6741
2	22.3933	99526	384	0.0244	0.0511	-0.0086	0.0306	0.0330	0.0596	0.5545
3	20.0104	88935	586	0.5624	0.0414	-0.2544	0.0340	0.8168	0.0536	15.2451
4	11.7095	52042	294	0.4075	0.0585	-0.0813	0.0294	0.4888	0.0655	7.4682
5	6.8257	30336	127	0.1064	0.0889	-0.0096	0.0275	0.1160	0.0931	1.2462
6	4.0626	18056	35	-0.6658	0.1692	0.0236	0.0266	-0.6894	0.1713	-4.0254
7	4.1055	18246	9	-2.0359	0.3334	0.0423	0.0263	-2.0782	0.3345	-6.2137
8	0.7951	3534	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
9	0.3098	1377	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
10	0.1543	686	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
61	0.0002	1	0	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

Topographic Position Index, 150 mètres de fenêtre glissante (TPI150)

Class	Area Sq km	Area Units	#Points	W+	s(W+)	W-	s(W-)	C	s(C)	stud(C)
1	5.3759	23893	74	-0.1961	0.1164	0.0117	0.0270	-0.2077	0.1195	-1.7383
2	25.4945	113309	596	0.3357	0.0411	-0.1804	0.0342	0.5161	0.0534	9.6619
3	8.3864	37273	201	0.3608	0.0707	-0.0474	0.0283	0.4082	0.0762	5.3585
4	18.6817	83030	286	-0.0894	0.0592	0.0231	0.0293	-0.1125	0.0661	-1.7032
5	6.0710	26982	122	0.1837	0.0907	-0.0152	0.0274	0.1990	0.0948	2.0988
6	18.6324	82811	172	-0.5966	0.0763	0.1158	0.0280	-0.7124	0.0813	-8.7637
7	4.3571	19365	5	-2.6834	0.4473	0.0481	0.0263	-2.7316	0.4480	-6.0966

ANNEXE 15 – Résultat des régressions logistiques

Modèle LR_FS1 (FS + SLOPE + ASPECT)

Model Summary

Step	-2 Log likelihood	Cox & Snell R Square	Nagelkerke R Square
1	3436,926 ^a	,315	,424

a. Estimation terminated at iteration number 5 because parameter estimates changed by less than .001.

Variables in the Equation

	B	S.E.	Wald	df	Sig.	Exp(B)	95.0% C.I. for EXP(B)	
							Lower	Upper
Step 1 ^a	aspect_1	,009	,001	41,246	1	,000	1,009	1,006
	fs_1	,025	,001	538,783	1	,000	1,025	1,023
	slope_1	,023	,002	195,489	1	,000	1,023	1,020
	Constant	-3,347	,144	540,729	1	,000	,035	

a. Variable(s) entered on step 1: aspect_1, fs_1, slope_1.

Modèle LR_FS2 (FS + SLOPE + ASPECT + DISTHALW)

Model Summary

Step	-2 Log likelihood	Cox & Snell R Square	Nagelkerke R Square
1	3085,923 ^a	,380	,511

a. Estimation terminated at iteration number 5 because parameter estimates changed by less than .001.

Variables in the Equation

	B	S.E.	Wald	df	Sig.	Exp(B)	95.0% C.I. for EXP(B)	
							Lower	Upper
Step 1 ^a	aspect_1	,012	,002	56,336	1	,000	1,012	1,009
	fs_1	,022	,001	396,851	1	,000	1,023	1,020
	slope_1	,027	,002	234,127	1	,000	1,027	1,024
	disthalw_1	,028	,002	286,080	1	,000	1,028	1,025
	Constant	-5,520	,216	655,236	1	,000	,004	

a. Variable(s) entered on step 1: aspect_1, fs_1, slope_1, disthalw_1.

Modèle LR_FS3 (FS + SLOPE + ASPECT + DISTHALW + TPI150)

Model Summary

Step	-2 Log likelihood	Cox & Snell R Square	Nagelkerke R Square
1	3041,143 ^a	,388	,522

a. Estimation terminated at iteration number 6 because parameter estimates changed by less than .001.

Variables in the Equation

		B	S.E.	Wald	df	Sig.	Exp(B)	95.0% C.I. for EXP(B)	
								Lower	Upper
Step 1 ^a	aspect_1	,012	,002	54,629	1	,000	1,012	1,009	1,015
	fs_1	,023	,001	403,769	1	,000	1,023	1,021	1,025
	slope_1	,027	,002	221,603	1	,000	1,027	1,023	1,031
	disthalw_1	,025	,002	232,501	1	,000	1,026	1,022	1,029
	tpi150_1	,013	,002	43,303	1	,000	1,013	1,009	1,017
	Constant	-6,331	,258	601,636	1	,000	,002		

a. Variable(s) entered on step 1: aspect_1, fs_1, slope_1, disthalw_1, tpi150_1.

Modèle LR_FS4 (FS + SLOPE + ASPECT + DISTHALW + TPI150 + TWI)

Model Summary

Step	-2 Log likelihood	Cox & Snell R Square	Nagelkerke R Square
1	3028,922 ^a	,390	,525

a. Estimation terminated at iteration number 6 because parameter estimates changed by less than .001.

Variables in the Equation

		B	S.E.	Wald	df	Sig.	Exp(B)	95.0% C.I. for EXP(B)	
								Lower	Upper
Step 1 ^a	aspect_1	,011	,002	51,570	1	,000	1,011	1,008	1,015
	fs_1	,023	,001	403,444	1	,000	1,023	1,021	1,025
	slope_1	,026	,002	206,833	1	,000	1,026	1,023	1,030
	disthalw_1	,025	,002	224,113	1	,000	1,025	1,022	1,029
	tpi150_1	,011	,002	29,023	1	,000	1,011	1,007	1,015
	twi_1	,006	,002	12,184	1	,000	1,006	1,003	1,010
	Constant	-6,570	,269	597,577	1	,000	,001		

a. Variable(s) entered on step 1: aspect_1, fs_1, slope_1, disthalw_1, tpi150_1, twi_1.

Modèle LR_G1 (GEOL + SLOPE + ASPECT)

Model Summary

Step	-2 Log likelihood	Cox & Snell R Square	Nagelkerke R Square
1	3333,738 ^a	,334	,450

a. Estimation terminated at iteration number 5 because parameter estimates changed by less than .001.

Variables in the Equation

	B	S.E.	Wald	df	Sig.	Exp(B)	95.0% C.I. for EXP(B)		
							Lower	Upper	
Step 1 ^a	aspect_1	,011	,001	61,989	1	,000	1,011	1,009	1,014
	geol_1	,025	,001	635,013	1	,000	1,026	1,024	1,028
	slope_1	,023	,002	194,957	1	,000	1,023	1,020	1,026
	Constant	-3,671	,148	615,494	1	,000	,025		

a. Variable(s) entered on step 1: aspect_1, geol_1, slope_1.

Modèle LR_G2 (GEOL + SLOPE + ASPECT + DISTHALW)

Model Summary

Step	-2 Log likelihood	Cox & Snell R Square	Nagelkerke R Square
1	3004,042 ^a	,394	,531

a. Estimation terminated at iteration number 6 because parameter estimates changed by less than .001.

Variables in the Equation

	B	S.E.	Wald	df	Sig.	Exp(B)	95.0% C.I. for EXP(B)		
							Lower	Upper	
Step 1 ^a	aspect_1	,014	,002	76,066	1	,000	1,014	1,011	1,017
	geol_1	,023	,001	471,302	1	,000	1,024	1,022	1,026
	slope_1	,027	,002	235,535	1	,000	1,027	1,024	1,031
	disthalw_1	,028	,002	270,606	1	,000	1,028	1,025	1,031
	Constant	-5,843	,223	688,045	1	,000	,003		

a. Variable(s) entered on step 1: aspect_1, geol_1, slope_1, disthalw_1.

Modèle LR_G3 (GEOL + SLOPE + ASPECT + DISTHALW + TPI150)

Model Summary

Step	-2 Log likelihood	Cox & Snell R Square	Nagelkerke R Square
1	2964,471 ^a	,401	,540

a. Estimation terminated at iteration number 6 because parameter estimates changed by less than .001.

Variables in the Equation

		B	S.E.	Wald	df	Sig.	Exp(B)	95.0% C.I. for EXP(B)	
								Lower	Upper
Step 1 ^a	aspect_1	,014	,002	75,258	1	,000	1,014	1,011	1,017
	geol_1	,024	,001	473,048	1	,000	1,024	1,022	1,026
	slope_1	,027	,002	225,467	1	,000	1,027	1,024	1,031
	disthalw_1	,025	,002	222,533	1	,000	1,026	1,022	1,029
	tpi150_1	,012	,002	38,455	1	,000	1,012	1,008	1,016
	Constant	-6,622	,265	623,350	1	,000	,001		

a. Variable(s) entered on step 1: aspect_1, geol_1, slope_1, disthalw_1, tpi150_1.

Modèle LR_G4 (GEOL + SLOPE + ASPECT + DISTHALW + TPI150 + TWI)

Model Summary

Step	-2 Log likelihood	Cox & Snell R Square	Nagelkerke R Square
1	2960,096 ^a	,402	,541

a. Estimation terminated at iteration number 6 because parameter estimates changed by less than .001.

Variables in the Equation

		B	S.E.	Wald	df	Sig.	Exp(B)	95.0% C.I. for EXP(B)	
								Lower	Upper
Step 1 ^a	aspect_1	,013	,002	73,756	1	,000	1,014	1,010	1,017
	geol_1	,024	,001	467,356	1	,000	1,024	1,022	1,026
	slope_1	,026	,002	215,391	1	,000	1,027	1,023	1,030
	disthalw_1	,025	,002	217,492	1	,000	1,026	1,022	1,029
	tpi150_1	,011	,002	28,952	1	,000	1,011	1,007	1,015
	twi_1	,004	,002	4,379	1	,036	1,004	1,000	1,007
	Constant	-6,758	,274	609,539	1	,000	,001		

a. Variable(s) entered on step 1: aspect_1, geol_1, slope_1, disthalw_1, tpi150_1, twi_1.

Modèle LR_MAT1 (MAT + SLOPE + ASPECT)

Model Summary

Step	-2 Log likelihood	Cox & Snell R Square	Nagelkerke R Square
1	2940,537 ^a	,405	,545

a. Estimation terminated at iteration number 5 because parameter estimates changed by less than .001.

Variables in the Equation

	B	S.E.	Wald	df	Sig.	Exp(B)	95.0% C.I. for EXP(B)	
							Lower	Upper
Step 1 ^a	aspect_1	,010	,002	45,406	1	,000	1,010	1,007 1,013
	mat_1	,039	,001	809,022	1	,000	1,040	1,037 1,043
	slope_1	,021	,002	133,563	1	,000	1,021	1,018 1,025
	Constant	-3,850	,166	536,256	1	,000	,021	

a. Variable(s) entered on step 1: aspect_1, mat_1, slope_1.

Modèle LR_MAT2 (MAT + SLOPE + ASPECT + DISTHALW)

Model Summary

Step	-2 Log likelihood	Cox & Snell R Square	Nagelkerke R Square
1	2705,159 ^a	,444	,597

a. Estimation terminated at iteration number 6 because parameter estimates changed by less than .001.

Variables in the Equation

	B	S.E.	Wald	df	Sig.	Exp(B)	95.0% C.I. for EXP(B)	
							Lower	Upper
Step 1 ^a	aspect_1	,012	,002	57,684	1	,000	1,013	1,009 1,016
	mat_1	,036	,001	633,243	1	,000	1,037	1,034 1,040
	slope_1	,025	,002	162,080	1	,000	1,025	1,021 1,029
	disthalw_1	,025	,002	202,318	1	,000	1,025	1,022 1,029
	Constant	-5,768	,237	593,721	1	,000	,003	

a. Variable(s) entered on step 1: aspect_1, mat_1, slope_1, disthalw_1.

Modèle LR_MAT3 (MAT + SLOPE + ASPECT + DISTHALW + TPI150)

Model Summary

Step	-2 Log likelihood	Cox & Snell R Square	Nagelkerke R Square
1	2656,676 ^a	,451	,608

a. Estimation terminated at iteration number 6 because parameter estimates changed by less than .001.

Variables in the Equation

		B	S.E.	Wald	df	Sig.	Exp(B)	95.0% C.I. for EXP(B)	
								Lower	Upper
Step 1 ^a	aspect_1	,012	,002	56,417	1	,000	1,013	1,009	1,016
	mat_1	,037	,001	634,003	1	,000	1,038	1,035	1,041
	slope_1	,025	,002	151,439	1	,000	1,025	1,021	1,029
	disthalw_1	,022	,002	156,231	1	,000	1,023	1,019	1,026
	tpi150_1	,015	,002	46,607	1	,000	1,015	1,011	1,019
	Constant	-6,725	,288	546,488	1	,000	,001		

a. Variable(s) entered on step 1: aspect_1, mat_1, slope_1, disthalw_1, tpi150_1.

Modèle LR_MAT4 (MAT + SLOPE + ASPECT + DISTHALW + TPI150 + TWI)

Model Summary

Step	-2 Log likelihood	Cox & Snell R Square	Nagelkerke R Square
1	2651,610 ^a	,452	,609

a. Estimation terminated at iteration number 6 because parameter estimates changed by less than .001.

Variables in the Equation

		B	S.E.	Wald	df	Sig.	Exp(B)	95.0% C.I. for EXP(B)	
								Lower	Upper
Step 1 ^a	aspect_1	,012	,002	54,491	1	,000	1,012	1,009	1,016
	mat_1	,037	,001	630,389	1	,000	1,038	1,035	1,041
	slope_1	,024	,002	144,745	1	,000	1,024	1,020	1,028
	disthalw_1	,022	,002	152,300	1	,000	1,022	1,019	1,026
	tpi150_1	,013	,002	35,010	1	,000	1,013	1,009	1,018
	twi_1	,004	,002	5,072	1	,024	1,004	1,001	1,008
	Constant	-6,886	,297	535,977	1	,000	,001		

a. Variable(s) entered on step 1: aspect_1, mat_1, slope_1, disthalw_1, tpi150_1, twi_1.

ANNEXE 16 – Synthèse des entretiens avec les élus

Communes	entretien	sujet	Population 2006	Organisation interne
LE MONASTIER	23/01/2009	M. CHAZALON, élu, en charge de l'urbanisme et environnement	1782	une commission urbanisme/environnement
COUBON	23/01/2009	M. CURTY, technicien - M. BERTRAND, 1er adjoint chargé urbanisme- M. ARON, conseiller	3147	un service urbanisme traitant chaque dossier (secrétaire + technicien + élus + 2*3 ouvriers) + services techniques (régie)
ARSAC	09/04/2009	M. MOURGUES, maire	1090	Maire s'occupe de l'urbanisme + un adjoint seconde - "petite commune rurale"
LANTRIAC	24/04/2009	secrétaire de mairie	1835	secrétariat gère l'urbanisme (2 personnes), maire qui a la responsabilité
LAUSSONNE	19/05/2009	Pierre GENTES, maire	1010	adjoint + maire

Communes	dynamiques de développement actuelle	forme de développement urbain projeté	contrôle des dynamiques	zones d'enjeux (carte)
LE MONASTIER	Zones urbanisables quasiment pleines, peu de possibilités en terrain restantes, urbanisation plus diffuse sur versant sud + pôle CAT	politique de densification sur le centre, éviter l'étalement, "économiser l'espace"	PLU 2006 , projet de révision pour 2 projets, dont un excentré (marché aux veaux), activités agricoles (pression agricole), manque de terrains constructibles	Centre bourg, Meymac (CAT), futur marché aux veaux, peut-être pavillon sur long terme sur le Villard, zone lgmts sociaux éventuels à l'entrée nord
COUBON	ville-dortoir résidentielle, "boucher les trous" pour éviter le mitage - possibilité d'acheter un terrain plus modeste (augmentation de la densité de population) - 85% propriétaire de maison individuelle - fort développement récent - commune demandée - trouver l'équilibre entre développement économique et risque - demande de permis en baisse (avant 1 à 2 par semaine, maintenant divisé par 2/3, plus des demandes d'extension que de nouvelles constructions)	"densification sur zones existantes", augmentation densité de la population - protection des zones N et A (pas d'extension urbaine) - concentration sur les zones existantes dans une logique résidentielle (maison individuelle)	PLU 2007 (2nde révision) , révision en cours, augmentation du taux d'occupation (0.15 à 0.25 dans zones UD) pour densification de l'existant - traitement individualisé de chaque dossier et demande de particuliers	hameaux périphériques (pôles constructibles dans chaque hameau) - problème des Farges - réserve foncière AU3 sur Taulhac (industrie, commerce), zone AU
ARSAC	3 lotissements créés ces dernières années (2 privés, 1 communal) - pas de déficit de terrain constructible en zone stable, mais ça commence car inflation immobilière pour valorisation, attirant car foncier peu cher et encore beaucoup d'espace, modification sociologique, car arrivée de citadins (mvts inverses)	fort potentiel d'extension, pas de projet d'infrastructures - " <i>on est une commune périurbaine, mais on essaye de faire que ça ne devienne pas une commune dortoir</i> " - essai de maintien de l'esprit rural - parcelle grande (700-1000m2) mais pas de volonté de rechercher l'occupation maximale (pas de taux d'occupation fixe), pas de politique d'extension urbaine	carte communale , révisée en 2007, PLU envisagé pour le futur, site classé (bouzols), attachement patrimonial à la terre " valeur générationnelle " qui ne se vend pas tout seul et ça bloque un peu les extensions, esprit rural, préserver l'agriculture = politique "tampon entre maintien agriculture et pression foncière", périmètre bouzols	zonage U de la carte communale
LANTRIAC	urbanisation, "pérenniser les	"pas assez de terrains	PLU 2004 en révision	zones AU (lotissement),

	investissements en service", essor important depuis 10 ans, cité-dortoir et construction neuve et nouveaux habitants, baisse de l'agriculture (5/6 exploitants)	constructibles", logique de croissance car plus de terrain constructible, +10% envisagé, pas de taux d'occupation mais abaissement surface individuelle	suite à forte demande foncière, paysage sur les "terres blanches", dvpt autours des réseaux existants	autour de lantriac et couteaux/la collange, une ZI mais pas d'extension
LAUSSONNE	extension du domaine constructible depuis 2001 (+60 lgts/350) construction nvle et rénovation, proximité des bassins d'emploi, investissement de la commune, "notion de service public pour le développement", politique d'impulsion, maintien des populations et solde migratoire >0	offrir du terrain, politique d'augmentation de l'offre foncière depuis 2001 pour développer la commune, augmentation des surfaces constructibles, extension en fonction des réseaux existants autour des centre bourg, "bourg centre", concentration des services, " politique de l'offre ", grand terrain (>1000m²), dvpt par les périphéries surtout de laussonne les villages sont considérés au cas par cas, "politique de création de valeur"	carte communale en révision (déjà 1 révision en 2006, depuis 2001) car - cher et - compliqué que PLU, dvpt autour des réseaux existants, éviter le gaspillage d'espace car agriculture, coût de viabilisation, pas de mitage	zone U de la carte
Communes	connaissance de l'aléa (carte)	conscience du risque	intégration du risque	
LE MONASTIER	connaissance du phénomène de glissements (prada) et différenciation avec éboulement, en lien avec épisodes cévenols , études géotechniques (Cab. Réalités, 63), Prada, sortie sud, Malaval (10 ans ?), conscience d'un aléa diffus sur le territoire , les massonnes, l'herm chaste_ligoux, pont de moulins, chateaneuf, " veines " de glissement	souvenirs des événements récents (glissement de 2003), mais divergences avec attentes des populations locales	prise en compte de la problématique pour la zone d'extension marché aux veaux + limitation des zones urbanisables	
COUBON	événements récents (chambon, pts glssmts sur talus, mvt rocheux farges, versant Bouzols) - histoire de chemins disparus sur les Farges - 2 zones "en bas" = inondation, "en haut" = zone d'éboulement (ex. Farges) - typologie de 2 glissements (argiles et marnes, eau comme chambon et falaise sur Farges) - bonne relation avec l'eau - personnes rencontrées avec bonnes connaissances de la zone, "histoire des grands-parents" - pb de la Laussonne et de sa capacité d'érosion	Touché par les aléas inondation (conscience de ce type de risque) - peu d'élus ont conscience de l'aléa mais pas des conséquences (quelques élus éclairés, mai beaucoup se disent qu'il y a le temps, "échelle temporelle pas humaine" - " conscience épars " - pb des temporalités consensuées par les populations	intégration du risque lors des demandes de permis de construire avec difficultés parfois pour utiliser la carte 1990 (problème des zones en limite) - prise de RDV rapide pour essayer d'avoir des réponses vis-à-vis de cette question - problème des responsabilités des élus - 2 zones bas et haut (inondation avec conscience et haut sans conscience)	
ARSAC	pb d'humidité - pas de pb de glissement à proprement parlé dans les zones construites - bonne connaissance du terrain - connaissance carte 1990 - "je connais les zones en mouvement", selon la pente, distinction des glissements lents (20 ans) et ceux plus rapides selon la pente - relation avec les infiltrations et la pluviométrie	pb de travaux privés sur le glissement de la Laussonne sans conscience du risque (<i>pb d'autorisation du maire ?</i>) - pas de prise de responsabilité pour des tvx en zone connue pour être dangereuse, pb de décalage de la conscience entre anciens habitants natifs et les nouveaux habitants, "accéder à leur rêve pas cher" implique un comportement consumériste et une recherche du terrain à tout prix	préconisations au coup par coup lors des demandes de permis - pas de contraintes géotechniques pour les permis - essentiellement informatif lors des demandes, pb de la position du maire entre risque réel et demande insistante des demandeurs	
LANTRIAC	risque inondation aux pandreaux, "glissement de terrain ? Non ! " - ce risque est considéré comme inexistant sur la commune - "c'est	glissement de terrain considéré comme inexistant sur la commune !	pas de prise en compte du risque glissement de terrain, pas de demandes particulières aux nouveaux constructeurs	

	une commune ou y'a pas de grands risques, la terre colle bien, c'est de la glaise"		
LAUSSONNE	risque inondation connu et vécu (laussonne et aubépin), risque glst non connu sur la commune, "pas de fait visible" mais figure sur le DDRM (questionnement du maire sur ce classement) - connaissance théorique du glst mais confusion entre les aléas gravitaires, rien dans les archives concernant les glsmts, pas de mémoire collective sur les glsmts, pas de rupture de réseaux, connaissance du risque inondation tps de réponse du BV	conscience forte pour le risque inondation mais rien pour le risque glst terrain, pas de prise en compte de ce risque car il n'y aucun document sur ce risque, " y'a rien ! "	inondation pris en compte sur la carte communale - glst pas identifié sur la carte communale

Communes	Réglementation du risque	attentes formulées	connaissance des structures de gestion et d'information	relations avec l'état
LE MONASTIER	PCS, carte 1990	PPR, pourquoi pas mais pas maintenant (pour prochain conseil), conseils sur les zones d'enjeux (projets nouveaux), <i>réunion publique intéresse la commune</i>	catastrophes non indemnisées, peu de connaissances des documents et des procédures, connaissance vague de la carte de 1990	"un peu seul"
COUBON	PCS, PPRI, DICRIM inondation, carte 1990	réponses aux questions des limites de la carte, des zones d'instabilités des Farges, meilleure connaissance des phénomènes et des zones sensibles pour expliquer aux demandeurs - carte des types de glissement + rapport sur le risque (doc. d'information relatif au local), carte de conseil et guide - pb des Farges - "on cherche l'information" - très demandeur pour répondre, <i>réunion publique intéresse la commune</i> - fortement concerné et demande de participation (commune, SICALA)	utilisation systématique carte 1990 pour permis de construire	pas d'engagement de la DDE sur des prises de position, pas de documents nouveaux depuis 1990 - contacts fréquents avec la DDE (AVOND) pas sympa mais répond sans engagements, BRGM pour le chambon (ponctuel) et CG pour crues (ponctuel)
ARSAC	aucun hormis la carte communale - "si c'est avalisé en amont, c'est considéré comme bon", carte 1990 - ça pose question à la mairie de ne pas avoir de documents de réglementation du risque	<u>lecture de la thèse</u>	questionnement concernant l'absence de documents de risque	ce qui est fait par l'état fait autorité (DDE, chambre d'agri)
LANTRIAC	rien , PPRI à voir mais pas d'urgence pour le moment	pas d'attentes particulières, si carte existante, elle sera utilisée	méconnaissance des démarches concernant les PPR ou les documents relatifs au risque	DDE instruit tout, le risque naturel est "gardé" par la DDE
LAUSSONNE	pas de PCS, PPRI sur la laussonne, aubépin reste à faire	comprendre pourquoi la commune est considéré comme soumise au risque glst par le DDRM, premier contact pour cette question du glst, étude sur le chgmt climatique	utilisation du DDRM, connaissance des différents documents du risque car confronté au risque inondation, travail avec la DDE	travail bcp avec la DDE car commune pas autonome pour ces questions d'urbanisme

Tables des figures

Figure I.1. Évolution du nombre de catastrophes majeures recensées annuellement dans le monde au cours du 20 ^{ème} siècle	p.9
Figure I.2. Zones reconnues à risque gravitaire important en Europe	p.11
Figure I.3. Zones de risque gravitaire définies pour le Massif central	p.13
Figure I.4. Contours de la zone d'étude retenue	p.14
Figure 1. Domaine de comportement des matériaux et positionnement des glissements de terrain	p.23
Figure 2. Représentation schématique des forces s'exerçant dans un glissement	p.24
Figure 3. Exemples de glissements simples	p.25
Figure 4. Exemples de glissements complexes d'ampleur	p.26
Figure 5. Exemples de vitesses enregistrées par type de glissements	p.27
Figure 6. Modèle conceptuel de l'évolution de la déformation le long du plan de glissement, sous contrainte constante, en fonction du temps	p.28
Figure 7. Synthèse de la relation âge/état d'activité	p.28
Figure 8. Exemple d'applications de la loi puissance à la distribution de glissements de terrain	p.30
Figure 9. Caractérisation pluridisciplinaire de l'objet « glissement de terrain »	p.31
Figure 10. Classification de Sharpe	p.32
Figure 11. Classification de Hutchinson	p.33
Figure 12. Classification de Hutchinson (2)	p.35
Figure 13. Classification abrégée de Varnes	p.37
Figure 14. Les 5 types de mouvements de base	p.38
Figure 15. Classification proposée au terme du programme EPOCH	p.39
Figure 16. Synthèse des classifications et critères retenus de 1875 à 2001	p.40
Figure 17. Comparaison des Complex Movements au sein des 4 principales classifications actuelles	p.41
Figure 18. Synthèse des images disponibles avec leur résolution et leur prix, avril 2011	p.43
Figure 19. Inventaire de glissements de terrain réalisés par trois équipes différentes dans une même zone	p.44
Figure 20. Changements morphologiques d'un glissement type avec le temps et état d'activité/âge correspondant	p.45
Figure 21. Analyse spectrale pour la télédétection de glissements de terrain	p.47
Figure 22. Architecture de la BDMvt	p.48

Figure 23. Exemple de quelques distributions d'erreurs sur des datations de glissements de terrain ou de surface glaciaire par cosmonucléides	p.52
Figure 24. Profils inclinométriques du glissement-coulée de Super-Sauze et correspondance avec les zones rhéologiques	p.54
Figure 25. Principe de la mesure par tachéométrie	p.55
Figure 26. Exemples de changements topographiques relevés par comparaison de MNT après glissement	p.56
Figure 27. Exemple de profils 2D de résistivité	p.58
Figure 28. Résultats de la sismique réfraction sur le <i>Altindag landslide</i>	p.59
Figure 29. Fusion de données géophysiques sur le glissement-coulée de Super-Sauze	p.61
Figure 30. Attributs morphométriques bruts	p.63
Figure 31. Distribution non cumulative des mouvements en fonction de leur surface	p.65
Figure 32. Ajustements magnitude/fréquence proposés par Malamud <i>et al.</i> (2004)	p.66
Figure 33. Dynamique idéalisée de l'intensité morphogénique dans le temps	p.67
Figure 34. Fréquence de mouvements enregistrés au Nicaragua en fonction du temps	p.68
Figure 35. Carte de densité de mouvement par la méthode d'estimation des noyaux	p.69
Figure 36. Mesure de l'autocorrélation spatiale des formes d'érosion dans le bassin du Soubrion	p.70
Figure 37. Carte géologique simplifiée du bassin du Puy et des massifs volcaniques environnants	p.75
Figure 38. Panorama de quelques paysages caractéristiques des massifs environnant le bassin du Puy	p.77
Figure 39. Synthèse de l'évolution géomorphologique du bassin du Puy	p.78
Figure 40. Carte morphostructurale du bassin du Puy avec la localisation des secteurs géomorphologiques homogènes et des glissements étudiés	p.80
Figure 41. Points DGPS sur le Chambon en vue de la création d'un MNT fin	p.85
Figure 42. Répartition des blocs flués mesurés sur le complexe de glissements du Monastier	p.85
Figure 43. Localisation des points de sondage et des profils sismiques sur les glissements du Monastier	p.86
Figure 44. Réseau de suivi cinétique avec le DGPS	p.89
Figure 45. Règles d'échantillonnage et récapitulatif	p.91
Figure 46. Typologie locale des glissements de terrain et critères discriminants	p.92
Figure 47. Situation et contexte du complexe de glissements du Monastier	p.95
Figure 48. Éléments de morphologie des glissements du Monastier	p.96
Figure 49. Répartition spatiale du pendage des blocs	p.97
Figure 50. Analyse spatiale des blocs basaltiques flués	p.98
Figure 51. Résultats des sondages et tomographie sismique (glissement du Monastier)	p.100

Figure 52. Coupe du Foirail	p.101
Figure 53. Schéma interprétatif de l'évolution de la corniche basaltique nord du plateau du Monastier par glissements rotationnels successifs	p.103
Figure 54. Bloc glissé n°43	p.105
Figure 55. Coupes géologiques synthétiques des glissements du complexe du Monastier	p.106
Figure 56. Morphologie du glissement de St-Vidal	p.108
Figure 57. Coupe géologique et interprétations du glissement de St-Vidal	p.109
Figure 58. Morphologie du glissement de Montchamp	p.111
Figure 59. Sondages géologiques du glissement de Montchamp	p.113
Figure 60. Essai de reconstitution des topographies successives anté-, syn- et post-glissement	p.114
Figure 61. Situation, morphologie et investigation du glissement de Prada	p.117
Figure 62. Dégâts aux infrastructures et bâtis le long de la route basse dans le secteur actif	p.118
Figure 63. Modèle de profondeur et d'épaisseur des couches constituant la partie basse du glissement actif	p.120
Figure 64. Modèle théorique à 3 couches pour la partie active du glissement de Prada	p.121
Figure 65. Situation et morphologie du complexe de Malescot	p.123
Figure 66. Contexte géologique du glissement du Chambon	p.125
Figure 67. Morphologie du glissement du Chambon	p.127
Figure 68. Suivi cinétique de la partie sommitale du glissement du Chambon	p.128
Figure 69. Coupes géologiques interprétatives du glissement du Chambon	p.129
Figure 70. Contexte géologique du complexe du Cros de Brive	p.131
Figure 71. Cartes morphologiques du complexe de Cros de Brive	p.132
Figure 72. Coupe dans les formations superficielles à l'aval des glissements du complexe 2 (Cros de Brive)	p.133
Figure 73. Vecteurs des déplacements statistiquement significatifs enregistrés par le réseau cinétique DGPS sur les complexes du Cros de Brive	p.135
Figure 74. Gammes des vitesses enregistrées pour chaque période de déplacements significatifs	p.135
Figure 75. Déplacements cumulés des fissures suivies par piquets	p.136
Figure 76. Croissance des cernes sur les sections CD et AB des 6 arbres échantillonnés sur le complexe 1 du Cros de Brive	p.138
Figure 77. Fiabilité affichée dans la BDMvt de la fiche dans son ensemble, du type de mouvement décrit et de la date	p.146
Figure 78. Carroyage de 16km ² appliqué pour guider la photointerprétation et objets photointerprétés	p.147
Figure 79. Qualité de la photointerprétation	p.148
Figure 80. Exemple de cas de photointerprétation	p.149

Figure 81. Carroyage de 4km ² utilisé pour la prospection de terrain	p.150
Figure 82. Procédure de notation du niveau de certitude des informations	p.152
Figure 83. Statistique descriptive des variables nominales (fréquence)	p.154
Figure 84. Statistiques descriptives des variables morphométriques	p.156
Figure 85. Relation magnitude/fréquence de l'inventaire du Puy	p.156
Figure 86. Relation bivariable entre dimensions selon le type de glissement	p.158
Figure 87. Relation type et surface/profondeur	p.159
Figure 88. Analyse en composante principale des variables morphométriques	p.161
Figure 89. Carte des densités de kernel	p.162
Figure 90. Répartition spatiale des types de glissement	p.164
Figure 91. Répartition des coordonnées de l'axe F2 de l'ACP complète	p.165
Figure 92. Répartition de la fréquence des glissements de 1970 à 2000	p.166
Figure 93. Relation H/L en fonction du volume et comparaison avec d'autres inventaires	p.167
Figure 94. Situation de l'inventaire par rapport aux abaques surface/densité de fréquence et volume/densité de fréquence de Malamud <i>et al.</i> (2004)	p.168
Figure 95. Distribution cumulée des surfaces de glissement et fonctions puissances associées	p.170
Figure 96. Liens entre les zones de forte densité de glissements et les facteurs géologiques et géomorphologiques généraux	p.172
Figure 97. Comparaison de la répartition des glissements avec l'architecture structurale régionale	p.173
Figure 98. Relation entre la typologie experte et la typologie morphométrique	p.174
Figure 99. Évolution du nombre de publications annuelles portant sur les landslides	p.185
Figure 100. Répartition des articles publiés de 1902 à 2010 par revue	p.188
Figure 101. Répartition par pays du nombre d'articles concernant les <i>landslides</i> depuis 1902	p.189
Figure 102. Hiérarchisation des facteurs statiques utilisés pour l'analyse du déclenchement des glissements de terrain	p.192
Figure 103. Relations entre % d'argiles, minéralogie et propriétés mécaniques	P.195
Figure 104. Relations entre % d'argiles, minéralogie et propriétés mécaniques	p.195
Figure 105. Densité de glissements de terrain induits par le séisme de Wenchuan	p.196
Figure 106. Simulation de l'impact du changement de couvert végétal sur l'imbibition des sols et le F_s	p.198
Figure 107. Carte de probabilité de glissement basée sur les typhons Aere et Haitang	p.200
Figure 108. Courbes d'intensité/durée à travers le monde relevées dans la bibliographie	p.202
Figure 109. Relation intensité/durée à l'échelle mondiale	p.203

Figure 110. Relation magnitude/volume, magnitude/nombre et magnitude/surface	p.204
Figure 111. Modèle de fronce applicable pour un système à 2 variables	p.205
Figure 112. Exemple de distribution des différentes générations de réseaux hydrographiques dans les massifs centraux du Japon	p.207
Figure 113. Vitesse de migration des <i>knickpoints</i> , cas de la crise messinienne	p.207
Figure 114. Occurrences de glissements enregistrées et relevées dans la littérature en Europe	p.209
Figure 115. Évolution théorique du relief selon les contextes orogéniques	p.211
Figure 116. Protocole d'analyse des facteurs de contrôle	p.217
Figure 117. Échantillonnage et type d'analyse effectué	p.222
Figure 118. Cisaillement rectiligne avec la boîte de Casagrande	p.225
Figure 119. Valeurs de RMSE en fonction des méthodes d'interpolation et de la maille choisie	p.227
Figure 120. Exemple de coupe avec les valeurs de pente et d'orientation	p.227
Figure 121. Carte géologique des terrains sédimentaires tertiaires et quaternaires présents dans le bassin du Puy-en-Velay	p.230
Figure 122. Répartition granulométrique de quelques échantillons représentatifs des séries internes et externes du bassin	p.233
Figure 123. ACP sur les critères granulométriques et pétrographiques	p.234
Figure 124. Diagramme de texture et évolution des textures entre substrat géologique et formations superficielles remaniées	p.235
Figure 125. Diagramme des types d'argile issu des DRX et évolution des argiles entre substrat géologique et formations remaniées	p.235
Figure 126. Variation du rapport volcanisme/quartz le long des 2 profils M6 et M11 du glissement de Montchamp	p.236
Figure 127. Continuum géologique et transition des faciès internes vers les faciès externes le long de la vallée de la Laussonne	p.237
Figure 128. Comparaison des valeurs de cohésion et d'angle de frottement interne	p.239
Figure 129. Évolution des valeurs de cohésion et d'angle de frottement interne effectives et résiduelles	p.239
Figure 130. W_i général par lithologie	p.240
Figure 131. Valeur de W_i global pour les différents types de formation superficielle	p.243
Figure 132. Logs géologiques synthétiques des 2 zones sédimentaires principales du bassin du Puy et ses annexes et sensibilité des terrains aux glissements	p.246
Figure 133. Distribution des valeurs de W_i en fonction de l'altitude (m) et par type de glissements	p.248
Figure 134. Distribution des valeurs de W_i en fonction de la pente et par type de glissement	p.249
Figure 135. Distribution des valeurs de W_i en fonction de l'orientation et par type de glissement	p.250
Figure 136. Schéma de synthèse des facteurs de contrôle et de leurs gammes de valeurs par type de glissement de terrain	p.254
Figure 137. Cartographie des séismes historiques d'intensité > 5	p.256

Figure 138. Carte de sismicité de 1980 à 2010	p.257
Figure 139. Précipitations totales annuelles et glissements de terrain	p.259
Figure 140. Modèles de pluies journalières-antécédentes appliqués aux 2 zones climatiques du bassin du Puy	p.261
Figure 141. Carte de la répartition des cumuls de précipitation lors des 2 événements de 2003 et 2008	p.263
Figure 142. Épisodes cévenols de 2003 et 2008	p.264
Figure 143. Courbes expérimentales liant le niveau de précipitations en 48h et le temps de retour	p.265
Figure 144. Période de retour pour le débordement d'un épisode cévenol > 120mm/48h	p.266
Figure 145. Relation température, rapport +/- et gel/dégel avec l'altitude	p.267
Figure 146. Position actuelle probable de la vague d'érosion régressive consécutive aux réentailles des barrages volcaniques plio-pléistocènes	p.271
Figure 147. Analyse factorielle des correspondances entre la lithologie et les valeurs de pente pour la population de glissements du Puy	p.273
Figure 148. Localisation des sites étudiés dans le bassin du Puy et densité de glissement calculée	p.281
Figure 149. Carte géomorphologique du bassin de Chalon	p.283
Figure 150. Profils longitudinaux et maturité des sous-bassins	p.284
Figure 151. Carte géomorphologique du bassin versant de Laussonne	p.286
Figure 152. Profil longitudinal et densité de glissement de terrain	p.287
Figure 153. Coupes géologiques transversales le long de la vallée de la Laussonne	p.288
Figure 154. La vallée de la Gazeille	p.289
Figure 155. Situation et coupes de versant dit des « Astiers »	p.291
Figure 156. Cartographie des 23 bassins versants considérés pour l'étude	p.294
Figure 157. Plans factoriels issus de l'ACP sur les variables morphométriques des 23 bassins versants	p.296
Figure 158. Cartographie par bassin versant des valeurs des coordonnées factorielles	p.297
Figure 159. Profils en long normalisés des drains principaux des bassins versants constituant les groupes Devès et Velay	p.299
Figure 160. Relation dénivelée-longueur des glissements anciens	p.301
Figure 161. Relation entre le H/L des complexes de corniche et la largeur des vallées	p.302
Figure 162. Relations entre le recul théorique de la corniche basaltique et le H/L des glissements	p.303
Figure 163. Profils transversaux de 7 sections des vallées de la Gazeille et de la Laussonne et de la Borne, Ceyssac, Ceyssous et Dolaizon	p.304
Figure 164. Modèle de coévolution vallée/glissement de versant	p.306
Figure 165. Chronologie des dynamiques gravitaires dans le bassin du Puy	p.309
Figure 166. Situation des glissements datés, description succincte des formations datées et	p.310

dates obtenues en âge C ₁₄	
Figure 167. Synthèse des phases d'activité gravitaire depuis les 30 000 dernières années sur le bassin du Puy	p.313
Figure 168. Représentation conceptuelle des relations entre hyperfacteurs et facteurs locaux	p.317
Figure 169. La logique floue appliquée à la cartographie de la susceptibilité	p.325
Figure 170. Exemple d'application de l'AHP	p.326
Figure 171. Représentation schématique du principe du théorème de Bayes	p.328
Figure 172. Représentation schématique du fonctionnement d'un réseau de neurones	p.332
Figure 173. Schéma montrant le principe de fonctionnement d'un système neuro-floue	p.333
Figure 174. Exemple d'arbre de décision obtenu avec l'algorithme C4.5	p.334
Figure 175. Représentation schématique du fonctionnement d'une MSV	p.336
Figure 176. Exemples d'analyse spectrale	p.340
Figure 177. Place du contrôle dans le processus de modélisation	p.341
Figure 178. Courbes de succès et de prédiction	p.342
Figure 179. Répartition des méthodes relevées par Thiery dans l'espace opinion experte/données	p.345
Figure 180. Répartition des méthodes de modélisation de la susceptibilité et de l'aléa selon le gradient d'assistance à l'expertise, le type de résultats obtenus et le type de données utilisées	p.347
Figure 181. Carte d'erreur standard et distribution de l'erreur en fonction du niveau de susceptibilité	p.351
Figure 182. Distributions théoriques des populations « stables » et « instables » en fonction de la susceptibilité et du degré d'incertitude	p.352
Figure 183. Taux de classement correct de 50 modèles construits avec un échantillonnage de n% de glissements	p.353
Figure 184. Principes de construction des unités de conditions uniques (UCU)	p.355
Figure 185. Situation du bassin de risque « Laussonne/Gazeille » au sein du bassin du Puy	p.362
Figure 186. Contribution des facteurs au statut de la variable dépendante	p.364
Figure 187. Schéma synthétique de la procédure de modélisation	p.365
Figure 188. Distribution des valeurs de susceptibilité sur 100 classes en fonction de l'architecture utilisée	p.369
Figure 189. Valeur D'AUC par modèle	p.370
Figure 190. Exemple des effets de l'ajout de la variable <i>disthalw</i> sur l'augmentation de la résolution spatiale de la susceptibilité	p.371
Figure 191. Exemple du gain prédictif avec la variable matériau	p.372
Figure 192. Relation AUC et n/T	p.372
Figure 193. Prédiction du glissement des Astiers par les 3 meilleurs modèles d'arbre de décision	p.373

Figure 194. Distribution des fréquences de pixels par classe de susceptibilité pour les modèles semi-experts	p.374
Figure 195. Différence de classement dans les faibles susceptibilités (modèle WOE)	p.375
Figure 196. Distribution des fréquences cumulées des valeurs de rapport de densité et reclassement	p.377
Figure 197. Box-plot de l'indice kappa par classe	p.378
Figure 198. Carte de susceptibilité finale et d'incertitude pour les processus solifluidaux et de fluage	p.380
Figure 199. Carte de la répartition des zones de certitude moyenne et de susceptibilité élevée	p.381
Figure 200. Carte d'aléa aux phénomènes de solifluxion et de fluages	p.383
Figure 201. Probabilités pour chacune des classes d'aléa en fonction du scénario retenu	p.384
Figure 202. Résultats des 9 modèles géotechniques statiques	p.386
Figure 203. Comparaison entre les 3 modèles d'aléa retenu	p.388
Figure 204. Contextes géomorphologiques et niveau de résistance géomorphologique associé au changement du forçage climatique	p.392
Figure 205. Proposition de carte des niveaux de résistance géomorphologique	p.394
Figure 206. Évolution démographique communale de 1936 à 2006 sur les communes du bassin du Puy	p.401
Figure 207. Migrations résidentielles CA/extérieur et intraCA sur la décennie 1990/1999	p.403
Figure 208. Constructions nouvelles sur la période 2000/2010 et part de la construction individuelle dans le total des constructions neuves	p.404
Figure 209. Perception du niveau d'aléa ou de risque gravitaire par les élus	p.408
Figure 210. Carte d'aléa mouvement de terrain de 1990 superposée à l'inventaire des glissements actifs et PPR prescrits sur le bassin du Puy et ses périphéries	p.410
Figure 211. Proposition de typologie simplifiée des phénomènes glissement de terrain à destination des élus	p.412
Figure 212. Zones géomorphologiques et d'habitations définies comme première entrée de la clé de détermination simplifiée du niveau de susceptibilité	p.414
Figure 213. Clé de détermination simplifiée du niveau de susceptibilité pour le bassin de risque Laussonne/Gazeille et à destination des élus	p.415
Figure 214. Exemple de panneau présenté à l'exposition tournante	p.416
Figure 215. Zonage PLU et cartes de vulnérabilité sur la commune du Monastier-sur-Gazeille	p.421
Figure 216. Carte de risque par rapport aux glissements lents sur la commune du Monastier-sur-Gazeille	p.422
 Figure C.1 – Emboîtement des temporalités caractérisant l'objet glissement de terrain dans le système géomorphologique relief/glissement (bassin du Puy	 p.429

Tables des tableaux

Tableau 1. Quelques valeurs d'erreurs de photointerprétation issues d'études comparatives	p.44
Tableau 2. Synthèse des domaines d'utilisation des différentes méthodes de datations des mouvements de terrain	p.53
Tableau 3. Indication de quelques précisions obtenues lors de campagne de suivi cinétique par GPS	p.56
Tableau 4. Investigations utilisées pour la caractérisation des glissements	p.82
Tableau 5. Récapitulatif des échantillons datés par C_{14}	p.90
Tableau 6. Correspondance de la typologie locale avec les typologies officielles	p.93
Tableau 7. Récapitulatif des sondages effectués	p.119
Tableau 8. Analyse du regroupement spatial pour les variables morphométriques	p.163
Tableau 9. Synthèse des thématiques de recherche actuelle portant sur les facteurs de contrôle	p.189
Tableau 10. Nomenclature des formations superficielles et géologiques	p.221
Tableau 11. Cartes dérivées créées à partir du TIN	p.228
Tableau 12. Récapitulatif des données météorologiques reçues	p.229
Tableau 13. Synthèse des valeurs de cohésion et d'angle de frottement interne effectif pour diverses formations géologiques et superficielles du bassin du Puy	p.238
Tableau 14. W_i entre lithologie et type de glissement	p.241
Tableau 15. W_i entre formations superficielles et type de glissement	p.243
Tableau 16. Matrice des corrélations linéaires des variables topographiques	p.247
Tableau 17. Valeur des TPI favorables par type de glissement	p.251
Tableau 18. W_i entre type de glissement et type d'occupation du sol	p.252
Tableau 19. Inventaire des séismes historiques ayant leur épicentre dans le bassin	p.255
Tableau 20. Probabilités fréquentielles journalières et seuils pluviométriques	p.262
Tableau 21. Moyennes des valeurs barycentriques des variables pour chaque groupe de bassin versant	p.298
Tableau 22. Familles de méthode de modélisation	p.323
Tableau 23. Exemples d'utilisation des méthodes expertes	p.324
Tableau 24. Exemples de quelques applications de la logique floue à la cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain	p.325
Tableau 25. Exemples d'applications de procédures statistiques multivariées adaptées	p.330
Tableau 26. Exemples d'application de la régression logistique avec une transformation préalable des variables	p.331
Tableau 27. Exemples de quelques applications des arbres de décision avec des variantes d'algorithme et de calcul de probabilités associées	p.335

Tableau 28. Exemples d'applications de modèles déterministes simples	p.337
Tableau 29. Exemples d'utilisation des modèles couplés hydromécaniques	p.338
Tableau 30. Matrice de confusion	p.342
Tableau 31. Notation qualitative de l'efficacité relative des méthodes par article comparatif	p.343
Tableau 32. Différences calculées entre mes cartes d'inventaire, de densité et l'analyse discriminante	p.348
Tableau 33. Influence des données d'entrée sur la qualité des modèles	p.349
Tableau 34. Variables retenues et V de Cramer associé	p.364
Tableau 35. Architecture utilisée pour chaque méthode de modélisation	p.366
Tableau 36. Association et ressemblance entre les 5 cartes de susceptibilité obtenues	p.377
Tableau 37. Caractéristiques mécaniques prises en compte pour l'implémentation des modèles géotechniques	p.385
Tableau 38. Données d'entrée pour la construction de chacun des 9 modèles	p.385
Tableau 39. Zonages et ses déclinaisons issus du PLU du Monastier-sur-Gazeille et descriptions des contraintes au regard de leur vulnérabilité aux mouvements lents	p.419
Tableau 40. AHP et poids obtenus pour la vulnérabilité de chacune des déclinaisons des zonages du PLU	p.420

Tables des matières

SOMMAIRE	p.7
----------	-----

INTRODUCTION	p.9
--------------	-----

PARTIE 1 – CONNAITRE. CARACTERISATION DES GLISSEMENTS DE TERRAIN DU BASSIN DU PUY-EN-VELAY	p.19
---	-------------

Chapitre 1. Les concepts et outils de la caractérisation des glissements de terrain : approche bibliographique critique	p.21
--	-------------

1.1. Réflexions autour de quelques fondamentaux	p.23
---	------

1.1.1. La morphologie	p.25
-----------------------	------

1.1.2. La cinétique	p.27
---------------------	------

1.1.3. La temporalité	p.28
-----------------------	------

1.2. Glissements de terrain et typologies	p.31
---	------

1.2.1. Les typologies « naturalistes »	p.31
--	------

1.2.2. Les typologies élaborées	p.33
---------------------------------	------

1.2.3. Synthèse et critique	p.39
-----------------------------	------

1.3. Les inventaires (1) : méthodes d'investigation et d'acquisition	p.42
--	------

1.3.1. Les observations ex-situ : photointerprétations et archives	p.42
--	------

1.3.1.1. <i>La photointerprétation classique</i>	p.42
--	------

1.3.1.2. <i>La photointerprétation semi-automatisée et automatisée</i>	p.45
--	------

1.3.1.3. <i>Les archives techniques et historiques</i>	p.48
--	------

1.3.2. Les observations in situ : le terrain	p.49
--	------

1.3.2.1. <i>L'analyse experte</i>	p.50
-----------------------------------	------

1.3.2.2. <i>Les techniques d'auscultation</i>	p.51
---	------

1.4. Les inventaires (2) : stratégies d'exploitation et d'analyse	p.51
---	------

1.4.1. Les variables dérivées	p.62
-------------------------------	------

1.4.2. L'analyse statistique	p.63
------------------------------	------

1.4.2.1. <i>L'analyse descriptive et exploratoire</i>	p.63
---	------

1.4.2.2. <i>L'analyse fréquentielle</i>	p.64
---	------

1.4.2.3. <i>L'analyse temporelle</i>	p.67
--------------------------------------	------

1.4.3. L'analyse spatiale	p.68
1.4.3.1. L'analyse des densités	p.68
1.4.3.2. Agrégats et autocorrélation spatiale	p.69
Conclusions du chapitre 1	p.71

Chapitre 2. Typologie et caractérisation des glissements de terrain du bassin du Puy-en-Velay	p.73
2.1. Contexte géomorphologique du bassin du Puy-en-Velay	p.75
2.1.1. Aperçu d'ensemble	p.75
2.1.2. De la pénéplaine pontienne au relief actuel	p.77
2.1.3. Zoom sur les principaux contextes géomorphologiques du bassin	p.80
2.2. Méthodes d'investigation des glissements étudiés	p.82
2.2.1. Étude de la morphologie	p.83
2.2.1.1. La morphologie de surface	p.83
2.2.1.2. La connaissance des niveaux profonds	p.86
2.2.2. Les réseaux de suivi cinétique	p.87
2.2.3. Replacer les glissements dans le temps	p.89
2.3. Typologie et étude de cas	p.92
2.3.1. Typologie retenue et équivalences avec les typologies officielles	p.92
2.3.2. Les complexes de corniches	p.94
2.3.2.1. Le complexe de glissements du Monastier	p.94
2.3.2.2. Le glissement de Saint-Vidal	p.107
2.3.3. Les complexes de neck	p.110
2.3.4. Les formes de fluage (et de solifluxion)	p.115
2.3.5. Les phénomènes superficiels : glissements translationnels et solifluxions	p.122
2.3.6. Les, glissements rotationnels de surface (et profond)	p.124
2.3.7. Les glissements rotationnels rétrogressifs	p.129
Conclusions du chapitre 2	p.139

Chapitre 3. Réalisation et analyse de l'inventaire typologique des glissements du bassin du Puy	p.143
3.1 Méthodologie de l'inventaire	p.145

3.1.1. Inventaire indirect	p.145
3.1.1.1. <i>Les bases de données existantes</i>	p.145
3.1.1.2. <i>La photointerprétation</i>	p.146
3.1.2. Inventaire direct	p.150
3.1.3. Structuration de la base de données géoréférencée	p.151
3.2. Résultats	p.153
3.2.1. Analyse statistique descriptive	p.153
3.2.2. Analyse statistique fréquentielle	p.156
3.2.3. Relations entre morphométrie et type de glissement	p.157
3.2.3.1. <i>Les analyses bivariées</i>	p.157
3.2.3.2. <i>Les analyses multivariées</i>	p.160
3.2.4. Analyse spatiale	p.162
3.2.4.1. <i>Répartition spatiale et autocorrélation spatiale</i>	p.162
3.2.4.2. <i>L'altitude</i>	p.164
3.2.5. Analyse temporelle	p.165
3.3. Interprétations et discussion	p.166
3.3.1. Comparaison d'inventaire	p.167
3.3.1.1. <i>Le rapport H/L au banc des observations générales</i>	p.167
3.3.1.2. <i>Comparaison des relations magnitudes.fréquence</i>	p.168
3.3.2. Bimodalité de l'inventaire : l'existence de 2 générations	p.169
3.3.3. Répartition spatiale : un déterminant géologique et géomorphologique	p.171
3.3.4. Une relative correspondance entre expertise et analyse statistique	p.174
Conclusions de chapitre 3	p.176

Partie 2 – COMPRENDRE. FACTEURS DE CONTROLE ET HERITAGES : DES FACTEURS LOCAUX AUX HYPERFACTEURS	p.181
---	--------------

Chapitre 4. Glissements de terrain et facteurs de contrôle : position dans le paysage scientifique et réflexions sur la dialectique statique/dynamique	p.183
4.1. Positionnement de l'étude des <i>landslides</i> en géomorphologie	p.185
4.1.1. <i>Landslides</i> , bibliométrie et épistémologie	p.185
4.1.1.1. <i>La première phase</i>	p.185

4.1.1.2. <i>La seconde phase</i>	p.186
4.1.1.3. <i>La troisième phase</i>	p.187
4.1.2. Bilan général et état de la recherche sur les <i>landslides</i> aujourd'hui	p.188
4.2. De la dialectique statique/dynamique aux hyperfacteurs	p.191
4.2.1. Le temps du risque : les facteurs statiques	p.192
4.2.1.1. <i>Les facteurs topographiques (et hydrologiques)</i>	p.192
4.2.1.2. <i>Les facteurs géologiques (et proximité des failles)</i>	p.194
4.2.1.3. <i>Le facteur biotique</i>	p.197
4.2.1.4. <i>Le facteur géomorphologique</i>	P.199
4.2.1.5. <i>Le cas particulier des événements météorologiques récurrents</i>	p.200
4.2.2. Le temps du risque : les facteurs dynamiques	p.200
4.2.2.1. <i>L'augmentation (rapide) de l'angle de pente</i>	p.201
4.2.2.2. <i>L'augmentation de la charge appliquée sur le versant</i>	p.201
4.2.2.3. <i>L'augmentation du niveau de nappe et de la saturation des sols</i>	p.201
4.2.2.4. <i>L'augmentation de la charge sismique</i>	p.203
4.2.3. Les hyperfacteurs	p.205
4.2.3.1. <i>L'encaissement du réseau hydrographique</i>	p.206
4.2.3.2. <i>Les changements climatiques</i>	p.207
4.2.3.3. <i>La place dans le « cycle d'érosion »</i>	p.209
Conclusions du chapitre 4	p.212

Chapitre 5. Le temps du risque : Analyse et synthèse des principaux facteurs de contrôle des glissements du Puy	p.215
--	--------------

5.1. L'acquisition des données	p.219
5.1.1. Rectification et levés des cartes géologiques	p.219
5.1.2. La caractérisation des matériaux	p.221
5.1.3. Création d'un MNT et ses dérivées	p.226
5.1.4. L'occupation du sol	p.228
5.1.5. Le croisement des variables avec l'inventaire	p.229
5.1.6. Les données météorologiques	p.229
5.2. Synthèse des données géologiques et sensibilité des terrains	p.230

5.2.1. Description des séries et faciès	p.231
5.2.2. Caractérisation des matériaux	p.232
5.2.2.1. <i>Granulométrie et minéralogie</i>	p.232
5.2.2.2. <i>Propriétés mécaniques</i>	p.236
5.2.2.3. <i>Conclusions partielles</i>	p.240
5.2.3. Association entre type de matériaux et présence de glissements	p.240
5.2.3.1. <i>Association avec les lithologies</i>	p.240
5.2.3.2. <i>Association avec les formations superficielles</i>	p.242
5.3. Associations des glissements avec les variables topographiques et l'occupation du sol	p.247
5.3.1. Choix des variables pertinentes	p.247
5.3.2. Analyse des associations variables/glissements	p.248
5.3.2.1. <i>Le cas de l'altitude</i>	p.248
5.3.2.2. <i>La pente</i>	p.249
5.3.2.3. <i>L'exposition</i>	p.250
5.3.2.4. <i>L'exemple de la variable TPI</i>	p.251
5.3.2.5. <i>Glissements et occupation du sol</i>	p.251
5.4. Les facteurs dynamiques	p.255
5.4.1. Le faible contrôle sismique	p.255
5.4.2. L'important contrôle par les événements météorologiques	p.258
5.4.2.1. <i>Analyse globale</i>	p.258
5.4.2.2. <i>L'importance des épisodes cévenols</i>	p.260
5.4.2.3. <i>Le rôle (probable) de la température (et de l'altitude)</i>	p.266
5.4.2.4. <i>Le rôle de la fonte de neige</i>	p.267
5.5. Discussion et synthèse	p.267
5.5.1. Discussion des facteurs principaux	p.268
5.5.1.1. Le facteur lithologique, le matériau	p.268
5.5.1.2. Le facteur topographique	p.268
5.5.1.3. L'occupation du sol	p.271
5.5.1.4. Les facteurs dynamiques	p.272
5.5.2. Mise en perspective	p.272

Chapitre 6. Le temps du relief et les hyperfacteurs : le poids des héritages, l'importance des discontinuités et l'influence paléoclimatique	p.279
---	--------------

6.1. Encaissement et discontinuités : le cas des <i>knickpoints</i>	p.281
6.1.1. Les <i>knickpoints</i> à l'échelle des bassins versants	p.281
6.1.1.1. Le bassin versant de Chalon	p.281
6.1.1.2. Le bassin versant de Laussonne	p.285
6.1.2. Les <i>knickpoints</i> à l'échelle des versants	p.289
6.1.2.1. Les versants de la vallée aval de la Gazeille	p.289
6.1.2.2. Le versant des « Astiers »	p.290
6.1.3. Discussion autour des <i>knickpoints</i> et de leur conséquence en terme de résilience géomorphologique	p.292
6.2. Coévolution des glissements et des bassins versants	p.293
6.2.1. Les différences de maturité entre Devès et Velay	p.294
6.2.2. Les populations de glissements anciens du Devès et du Velay et leur rapport avec l'élargissement des vallées	p.300
6.2.3. Essai de synthèse et proposition d'un modèle de coévolution entre vallées et grands glissements de versant	p.304
6.3. L'influence possible des phases climatiques fraîches et humides : l'exemple du Subboréal et des interstades würmiens	p.308
6.3.1. Ce que l'on sait...	p.308
6.3.2. Datations des paléoglissements et interprétations paléoclimatiques	p.309
6.3.3. Conclusions, discussions et hypothèses	p.312

Conclusions du chapitre 6

Partie 3 – MODELISER (et transférer). DES ACQUIS FONDAMENTAUX AUX CARTES DE SUSCEPTIBILITE ET D'ALEA	p.319
---	--------------

Chapitre 7. Modélisation et cartographie de la susceptibilité et de l'aléa : vue d'ensemble et analyse critique	p.321
--	--------------

7.1. Revue succincte des principales MSA	p.323
7.1.1. L'approche experte	p.323
7.1.2. L'approche semi-experte	p.324
7.1.2.1. La logique floue	p.324
7.1.2.2. L'AHP	p.326

7.1.3. L'approche statistique	p.327
7.1.3.1. Les analyses bivariées	p.327
7.1.3.2. Les analyses multivariées	p.329
7.1.4. Le <i>Data Mining</i>	p.331
7.1.4.1. Les réseaux de neurones	p.331
7.1.4.2. Les arbres de décision	p.333
7.1.4.3. Les machines à support de vecteur	p.335
7.1.5. Les approches déterministes	p.336
7.1.6. L'approche temporelle	p.339
7.1.7. Le contrôle des modèles	p.340
7.1.7.1. La place du contrôle dans le processus de modélisation	p.341
7.1.7.2. Les outils de contrôle	p.341
7.2. Analyse critique des méthodes de modélisation	p.343
7.2.1. Qualitatif vs. Quantitatif ou Subjectivité vs. Objectivité : un faux débat ou un débat faussé ?	p.344
7.2.2. La sensibilité des modèles et l'incertitude	p.348
7.2.3. Des limitations théoriques et pratiques	p.349
7.2.3.1. Les limites du modèle additionnel (« limites du + »)	p.349
7.2.3.2. La limite de la généralisation	p.353
7.3. Voies de contournements des points durs et réflexion sur la place de l'expertise dans le processus de modélisation	p.353
7.3.1. Les voies de contournements possibles des points durs	p.353
7.3.1.1. Limiter l'incertitude des classes intermédiaires	p.354
7.3.1.2. L'intégration des interactions dans le processus de modélisation	p.354
7.3.1.3. Généralisation et particularisme	p.355
7.3.2. Points de vue sur la place des SIG dans le processus de cartographie de la susceptibilité et de l'aléa gravitaire	p.356
Conclusions du chapitre 7	p.358
Chapitre 8. Modélisation de la susceptibilité et de l'aléa sur le bassin de risque Laussonne/Gazeille	p.361
8.1. Stratégie de modélisation	p.363
8.1.1. Le choix des variables d'entrée	p.363

8.1.1.1. <i>La variable dépendante</i>	p.363
8.1.1.2. <i>Les variables explicatives</i>	p.363
8.1.2. La procédure de modélisation utilisée	p.365
8.1.2.1. <i>Caractéristiques des méthodes utilisées</i>	p.366
8.1.2.2. <i>Validation des modèles retenus</i>	p.368
8.2. Modélisation de la susceptibilité	p.368
8.2.1. Qualité des modèles en fonction des architectures	p.368
8.2.1.1. <i>L'apport de l'ajout de facteurs sur les distributions</i>	p.368
8.2.1.2. <i>L'apport de l'ajout de facteurs sur la qualité des modèles</i>	p.370
8.2.1.3. <i>L'apport de la variable intégrée matériau</i>	p.371
8.2.2. Choix des meilleurs modèles et carte de synthèse	p.373
8.2.2.1 <i>Choix des meilleurs modèles par méthode</i>	p.373
8.2.2.2. <i>Classifications des modèles (discrétisation)</i>	p.376
8.2.2.3. <i>Combinaison et production d'une carte de susceptibilité</i>	p.379
8.3. Tentative de proposition d'un modèle d'aléa	p.382
8.3.1. Modèle probabiliste croisant la susceptibilité et les périodes de retour	p.382
8.3.2. Modèle probabiliste basé sur des hypothèses de fréquence de glissements à venir	p.384
8.3.3. Modèle déterministe semi-statique	p.385
8.3.4. Comparaison des modèles d'aléa obtenus : quel modèle retenir ?	p.387
8.3.5. Limites et discussion des modèles d'aléa	p.389
8.3.4. Vers un modèle prévisionnel de l'aléa basé sur la résilience géomorphologique	p.390
8.4.1. Les types de situation géomorphologique et leur niveau de résilience	p.390
8.4.2. Règles de généralisation des contextes géomorphologiques et cartographie de la résistance géomorphologique	p.393
Conclusions du chapitre 8	p.396

Chapitre 9. Transfert de la recherche vers la société civile et estimation du risque	p.399
9.1. Mutations urbaines, politiques d'aménagement et PPR dans le bassin du Puy et ses marges sud-est	p.401
9.1.1. Évolution démographique du bassin depuis le milieu du 20 ^{ème} siècle et formes de développement urbain	p.401
9.1.2. Des élus conscients, mais peu préparés...	p.404

9.1.2.1. <i>L'organisation interne, le contexte et les politiques urbaines</i>	p.404
9.1.2.2. <i>Connaissance de l'aléa et du risque sur le territoire</i>	p.406
9.1.2.3. <i>Connaissance des outils existants et relation avec les services de l'état</i>	p.408
9.1.3. Une répartition paradoxale des PPR mouvements de terrain prescrits	p.409
9.2. Propositions d'outils et d'actions de médiation et de sensibilisation au risque glissement de terrain	p.410
9.2.1. Aider les élus à comprendre le risque et à s'approprier les outils fondamentaux	p.411
9.2.1.1. <i>Sensibilisation aux phénomènes</i>	p.411
9.2.1.2. <i>Connaissance des facteurs et appropriation des cartes de susceptibilité par l'autodiagnostic du niveau de susceptibilité</i>	p.413
9.2.2. Sensibiliser et informer la population	p.415
9.3. Le Plan Local d'Urbanisme, une précarte de vulnérabilité...	p.417
9.3.1. Rappels bibliographiques succincts	p.417
9.3.2. La vulnérabilité et le risque liés aux glissements lents sur la commune du Monastier-sur-Gazeille	p.418
Conclusions du chapitre 9	p.424

CONCLUSION GENERALE	p.427
BIBLIOGRAPHIE	p.433
ANNEXES	p.471
TABLE DES FIGURES	p.542
TABLE DES TABLEAUX	p.550
TABLE DES MATIERES	p.553

Résumé

Le bassin tertiaire du Puy-en-Velay, en Haute-Loire, est marqué dans sa morphologie par les profondes modifications de la fin du Tertiaire et du Quaternaire. La création d'un système de pente complexe lié aux ajustements successifs des profils des cours d'eau, couplé avec des lithologies aux propriétés mécaniques faibles, en font une zone d'étude privilégiée, au sein du Massif central, pour l'étude des phénomènes gravitaires, notamment les glissements de terrain.

Basé sur un important travail d'inventaire des glissements, de cartographie des terrains et d'observations des morphologies, ce travail de thèse propose des clefs de compréhension permettant de saisir à la fois la diversité des formes, mais également les éléments qui contrôlent leur répartition spatiale et temporelle.

Deux générations de glissements de terrain structurent la population, l'une récente et soumise essentiellement aux facteurs locaux et aux événements pluvieux extrêmes, l'autre holocène et pléistocène est témoin de conditions climatiques plus fraîches et plus humides, mais également de l'importance des *hyperfacteurs* dans le contrôle général des instabilités.

Ces acquis fondamentaux ont nourri une procédure de modélisation de la susceptibilité basée sur la combinaison de 5 méthodes et offrant ainsi une mesure de l'incertitude. Toutefois, le passage vers la modélisation de l'aléa *via* les méthodes quantitatives s'est révélé plus délicat et il leur est préféré une approche experte s'appuyant sur le concept d'*hyperfacteurs*.

Enfin, des propositions de médiation des résultats de la recherche vers la société civile ont été explorées afin de permettre aux élus d'appréhender en conscience le risque gravitaire dans leurs réflexions d'aménagement.

Abstract

The Tertiary Basin of the Puy-en-Velay (Massif central, France) is known for its volcanic morphology derived from tectonic and geomorphologic changes during the end of the Tertiary period and the Quaternary. The local high slope values of hillslopes coupled with lithologies characterised by weak mechanical properties are particularly appropriate for the initiation of landslides. The Puy-en-Velay basin therefore constitutes an ideal field laboratory for the analysis of landslides and associated processes.

The interpretation of the high landslide diversity observed in the Basin and the determination and explication of the main control factors and processes involved in landslide formation were based on the considerable landslide inventory established from extensive fieldwork, geological mapping and geomorphological observations.

Two landslide generations were identified. The first is controlled by local factors (e.g. slope, lithology, aspect...) and extreme rain events at a recent timescale. The second generation corresponds to far older palaeolandslides at the scale of the Holocene and the Pleistocene. The initiation of these palaeolandslides occurred during much wetter and colder conditions than occur today and were controlled by so-called *hyperfactors*.

The modelling of landslide susceptibility was based on five different methods and a susceptibility-certainty map was produced through the combination of the results of these five methods. However, the landslide hazard mapping based on the quantitative methods did not produce satisfying results. Therefore, the use of an expert approach based on the hyperfactors to determine the different hazard levels was preferred.

In the final chapter, several tools for scientific mediation in order to facilitate the use of landslide hazard maps by local decision-makers were suggested and discussed.